

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/236130222>

Beitrag zur Stratigraphie von Deutschland: Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide

Article in *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* · January 2007

CITATIONS

51

READS

63

8 authors, including:



Birgit Niebuhr

Senckenberg Research Institute

71 PUBLICATIONS 1,160 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



Ulrich Kaplan

65 PUBLICATIONS 765 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



Silke Voigt

Goethe-Universität Frankfurt am Main

119 PUBLICATIONS 3,902 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



T. Voigt

Friedrich Schiller University Jena

96 PUBLICATIONS 1,419 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



GRACE (GROund water absence in Cretaceous Aquifers of Czech Republic and Saxony [View project](#))



Palaeoecology in Upper Cretaceous boreal realm [View project](#)

Schriftenreihe der
Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften
Heft 55

Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.)

**Lithostratigraphie
der norddeutschen Oberkreide**

Koordination/Redaktion:

Birgit Niebuhr, Martin Hiss, Ulrich Kaplan, Karl-Armin Tröger,
Silke Voigt, Thomas Voigt, Frank Wiese & Markus Wilmsen

Die Deutsche Bibliothek - CIP-Einheitsaufnahme
Bibliografische Information Der Deutschen Bibliothek
Die Deutsche Bibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <<http://dnb.ddb.de>>; abrufbar.

(Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft 52)
ISBN 3-932537-37-8

Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften SDGG
Herausgegeben von der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften

Schriftleitung

Vertrieb
Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften
Alfred-Bentz-Haus
Stilleweg 2
30655 Hannover
<http://www.dgg.de>

Preis
XX,- Euro
XX,- Euro für Mitglieder der DGG, ihrer Arbeitskreise und Fachsektionen

© Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften, Hannover 2006
Layout: DesignRing Designmanagement GmbH, 06114 Halle
Druck: Mecke Druck und Verlag, 37115 Duderstadt
ISSN 1860-1782
ISBN ISBN 3-932537-37-8

Titelseite:
Typusprofil der Hesseltal-Formation im Steinbruch DIMAC in Halle, Westfalen (TK 25: 3916 Halle). Schichten sind überkippt.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	5
Einführung	6
2. Megasequenz von Schleswig-Holstein, Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen, Brandenburg, Sachsen-Anhalt und Thüringen	19
Plänerkalk-Gruppe	20
Untere Plänerkalk-Untergruppe	20
(1) Helgoland-Formation	22
(2) Essen-Grünsand-Formation	23
(3) Herbram-Formation	24
(4) Baddeckenstedt-Formation	26
(5) Brochterbeck-Formation	28
Obere Plänerkalk-Untergruppe	30
(6) Hesseltal-Formation	31
(7) Büren-Formation	32
(8) Söhlde-Formation	34
(9) Lengerich-Formation	35
(10) Wüllen-Formation	37
(11) Oerlinghausen-Formation	39
(12) Salder-Formation	40
(13) Erwitte-Formation	41
2. Megasequenz der Sächsischen Kreide	43
Elbtal-Gruppe	44
(14) Meißen-Formation	44
(15) Niederschöna-Formation	45
(16) Mobschatz-Formation	46
(17) Oberhäslich-Formation	47
(18) Dölzschen-Formation	48
(19) Brießnitz-Formation	50
(20) Schmilka-Formation	51
(21) Räcknitz-Formation	52
(22) Postelwitz-Formation	53
(23) Oybin-Formation	54
(24) Lückendorf-Formation	55
(25) Strehlen-Formation	56
(26) Schrammstein-Formation	57
(27) Waltersdorf-Formation	59

3. Megasequenz von Schleswig-Holstein, Mecklenburg-Vorpommern und dem nördlichen Niedersachsen	61
Schreibkreide-Gruppe	61
(28) Krempe-Formation.....	63
(29) Lägerdorf-Formation.....	64
(30) Dägeling-Formation	69
(31) Kronsmoor-Formation.....	70
(32) Hemmoor-Formation.....	70
(33) Reitbrook-Formation	72
3. Megasequenz von Niedersachsen, dem nördlichen Nordrhein-Westfalen, Sachsen-Anhalt und Brandenburg	74
(34) Emscher-Formation	74
(35) Gehrden-Formation.....	76
(36) Lüneburg-Formation	77
(37) Misburg-Formation	78
(38) Stenwede-Formation	79
(39) Beienrode-Formation	81
(40) Ahlten-Formation.....	82
(41) Walbeck-Formation	84
(42) Nennhausen-Formation.....	85
3. Megasequenz der Subherzynen Kreidemulde	87
(43) Halberstadt-Formation	87
(44) Salzberg-Formation.....	89
(45) Sudmerberg-Formation	90
(46) Heidelberg-Formation	91
(47) Heimbürg-Formation.....	92
(48) Blankenburg-Formation	93
(49) Ilsenburg-Formation.....	94
3. Megasequenz des Münsterländer Kreidebeckens	97
(50) Recklinghausen-Formation.....	97
(51) Haltern-Formation.....	98
(52) Dülmen-Formation.....	99
(53) Burgsteinfurt-Formation.....	99
(54) Bottrop-Formation	100
(55) Holtwick-Formation	101
(56) Coesfeld-Formation.....	102
(57) Baumberge-Formation	103
(58) Ahlen-Formation.....	105
3. Megasequenz im Raum Aachen	107
(59) Aachen-Formation.....	107
(60) Vaals-Formation.....	108
(61) Gulpen-Formation.....	108
(62) Maastricht-Formation.....	109
Literaturverzeichnis	111
Index der Synonyme	121
Anschriften der Autoren	127

Vorwort

NIEBUHR, B.

Die Kolleginnen und Kollegen der Subkommission für Kreide-Stratigraphie (SKS) haben auf ihrer Jahrestagung 2003 in Blankenburg / Sachsen-Anhalt beschlossen, die Bearbeitung der Lithostratigraphie für die Lithostratigraphische Datenbank Deutschland LithoLex in Angriff zu nehmen. Vorerst wollten wir uns auf die oberkretazischen Sedimente von Norddeutschland beschränken, da diese sich sowohl regional als auch lithostratigraphisch deutlich abtrennen lassen.

So einfach dieser Beschluss war, so schwierig wurde seine Umsetzung, denn viele der traditionell genutzten lithostratigraphischen Einheiten sind historisch gewachsene Begriffe, die mitnichten den Ansprüchen moderner lithostratigraphischer Definitionen genügen. Vor unserer Initiative gab es nur in wenigen Fällen, z.B. in Niedersachsen, Sachsen-Anhalt und Sachsen, bereits formal und ihrem Rang nach festgelegte Formationen im Sinne des "International Stratigraphic Guide" von Salvador (1994). In den meisten Regionen und Stufen herrschte ein buntes Sammelsurium vor

- von einerseits lithostratigraphischen Einheiten, die – so wie in der lithostratigraphischen Nomenklatur vorgesehen ist – mit einem lokalen Namen beschrieben wurden, jedoch keine hierarchische Zuordnung und moderne Definition hatten (z.B. Bemeroder Schichten, Emscher-Grünsand).
- Oder andererseits waren etliche traditionelle Namen wie etwa Cenoman-Mergel oder Cenoman-Pläner, Rotpläner und Schwarzschiefer in Gebrauch, die nicht mehr den heutigen Regeln der lithostratigraphischen Nomenklatur entsprechen.
- Ein ganz großer Anteil der in den geologischen Karten und der Stratigraphischen Tabelle Deutschlands 2002 verzeichneten lithostratigraphischen Einheiten allerdings wurde bis heute biostratigraphisch benannt. Labiatus, lamarcki, striatoconcentricus und schloenbachi beispielsweise sind Arten-Namen von Inoceramen, die den jeweiligen

„Schichten“ ihren Namen gaben. Dies ist insofern problematisch, als dass hier – basierend auf dem Fossilbestand – heterogene lithostratigraphische Kartiereinheiten ausgehalten wurden, die sich in der Literatur im Sinne chronostratigraphischer Einheiten „verselbstständigt“ hatten. Schließlich bestanden auch terminologische Kuriosa: der „Arme-rhotomagense-Kalk“ (Obercenomanium), benannt nach dem Ammoniten *Acanthoceras rhotomagense*, ist deswegen so „arm“, weil der namensgebende Ammonit zur Zeit der Gesteinsentstehung bereits ausgestorben war.

Mit Blick auf diesen etwas frustrierenden Zustand hatten sich die ordentlichen Mitglieder der SKS nach einer kurzen Diskussion darauf geeinigt, für die Vergabe der neuen Namen den „Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur“ von Steiniger & Piller (1999) zu folgen und vor dem hierarchischen Begriff „Formation“ einen geographischen Begriff zu stellen, der in den meisten Fällen die Lage des Typusprofils angibt. In vier Arbeitsgruppen wurden die oberkretazischen Abfolgen der Teilregionen lithostratigraphisch neu bewertet, die vorläufigen Ergebnisse auf der SKS-Jahrestagung 2005 in Lägerdorf / Schleswig-Holstein in Kurzform vorgestellt und zur Abstimmung gebracht. Zwei Gruppen, zwei Untergruppen und 62 Formationen nebst zahlreicher Member und Leitbänke wurden ausgehalten, die auch bereits in die LithoLex eingespeist wurden und somit allgemein zugänglich sind (http://www.bgr.bund.de/DE/Themen/GG_Palaeontol/LithoLex). Betrachtet man die Synonymien der lithostratigraphischen Einheiten, zeigt sich, dass für eine neu definierte Formation zum Teil über zehn verschiedene obsoletere Namen aufgeführt sind. Dies macht deutlich, dass die Arbeit der letzten zwei Jahre eine erhebliche Reduktion der lithostratigraphischen Termini und eine Vereinfachung der lithostratigraphischen Gliederung insgesamt darstellt.

Einführung

NIEBUHR, B.

Die Oberkreide umfasst einen Zeitraum von gut 34 Millionen Jahren und beinhaltet die beiden jüngeren der drei sedimentären Megasequenzen der borealen Kreide von Norddeutschland (Hiss et al. 2005). Innerhalb dieser trans- / regressiven Megasequenzen werden gleichartige, genetisch zusammengehörige Einheiten beschrieben.

- Die 1. Megasequenz (Berriasium bis Unteralbium) ist vor allem durch starke Subsidenzvorgänge des Niedersächsischen Beckens gekennzeichnet. Das Ablagerungssystem ist durch siliziklastische Sedimentation geprägt, die in eine beckeninnere Tonfazies und eine beckenrandliche Sandfazies gegliedert werden kann.
- In der 2. Megasequenz (Mittelalbium bis Unterconiacium) steuern weitreichende Transgressionen die überregional weitgehend gleichförmigen Sedimentationsmuster. Der vormals zergliederte Ablagerungsraum wird in einen weiten Epikontinentalschelf umgewandelt, in dem breite, häufig küstenparallele Faziesgürtel ausgebildet waren. Die über weite Bereiche Norddeutschlands in gleich bleibend karbonatischer Lithologie ausgebildeten Sedimente können zur Plänerkalk-Gruppe zusammengefasst werden. Die Elbtal-Gruppe in Sachsen war dieser proximal vorgelagert und ist stärker siliziklastisch dominiert.
- Die 3. Megasequenz (Mittelconiacium bis Maastrichtium) hingegen ist durch das Einsetzen der Inversionstektonik in Norddeutschland gekennzeichnet. Diese führte zur Heraushebung des ehemaligen Niedersächsischen Beckens, verstärkter Salztektunik und einer erneuten, starker Zergliederung des Ablagerungsraumes. Dementsprechend variabel und kleinräumig ist die Lithologie der Sedimente. Die ausgeschiedenen Formationen können nicht zu übergeordneten lithostratigraphischen Einheiten zusammengefasst werden und lassen sich hauptsächlich nur lokal verfolgen.

Die Spalten in Abb. 1 bezeichnen Ablagerungsräume mit einer genetischen Eigenständigkeit der Sedimente. Ein weitreichender Ablagerungsraum umfasst in der 2. Megasequenz die Sedimente der Plänerkalk-Gruppe von Schleswig-Holstein, Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen (mit dem Münsterländer Kreidebecken), Brandenburg und Sachsen-Anhalt (mit der Subherzynen Kreidemulde). Die Elbtal-Gruppe in Sachsen ist an der Grenze zur Tschechischen Republik mit der genetisch ähnlichen Nordböhmischen Oberkreide verbunden, die golfartige Verbindung nach Nordwesten

zu Sachsen-Anhalt und Brandenburg allerdings durch spätkretazisch-känozoische Erosion unterbrochen.

Ein zweites, konsistentes Gebiet mit der Schreibkreide-Gruppe der 3. Megasequenz liegt in Schleswig-Holstein, Mecklenburg-Vorpommern und dem nördlichen Niedersachsen. Diese Ablagerungen liegen meist unter mehreren hundert Meter mächtigen känozoischen Schichten und treten nur vereinzelt in tektonischen Hochlagen an die Oberfläche. Das Münsterländer Kreidebecken und die Subherzyne Kreidemulde zeigen in der 3. Megasequenz eigenständige, proximalere Entwicklungen. Das Gebiet der Aachener Kreide wiederum ist in der 3. Megasequenz ein östliches Randmeer des sich von Westen über Belgien und die Niederlande zunehmend ausdehnenden Meeresraumes.

Problematisch sind weiterhin das Altmark-Fläming-Becken (Cenomanium bis Maastrichtium) sowie die Ostbrandenburgische und Nordsudetische Kreidemulde (Cenomanium bis Campanium). Eine lithostratigraphische Untergliederung in diesen Ablagerungsräumen wurde vorerst ausgeklammert. Für die Sedimente des Cenomaniums und Turoniums der Ostbrandenburgischen und Nordsudetischen Kreidemulden wird die Möglichkeit erwogen, die Formationsnamen der distalen Fazies der Elbtal-Gruppe zu übernehmen, da sich die Sedimente beider Bereiche sehr ähneln (Göthel & Tröger 2002). Möglicherweise könnten aber auch die bereits existierenden Formationsnamen und -definitionen des polnischen Teils der Nordsudetischen Kreidemulde auf den westlichen, deutschen Teil übertragen werden (z.B. die Weglienice-Formation an der deutsch-polnischen Grenze, Milewicz 1997).

Die marinen oberkretazischen Sedimente von Norddeutschland wurden maßgeblich von eustatischen Meeresspiegel-Schwankungen gesteuert und auf einem ausgedehnten Epikontinentalschelf bis zu einer Wassertiefe von maximal 200 m abgelagert. Beispielhaft ist dies in der Unteren Plänerkalk-Untergruppe überliefert: die lithologische Entwicklung des Cenomanium repräsentiert den vollständigen transgressiven Idealzyklus eines gemischt siliziklastisch-karbonatischen Systems (Wilmsen et al. 2005) und ist flächenhaft vom nördlichen Münsterland über Niedersachsen bis nach Sachsen-Anhalt sehr ähnlich ausgebildet.

- Die Abfolge beginnt in proximalen Positionen mit glaukonitisch-sandigen Basismergeln oder Grün-sanden. Der Transgressionshorizont liegt meist erosiv direkt dem Flammenmergel des Oberalbium

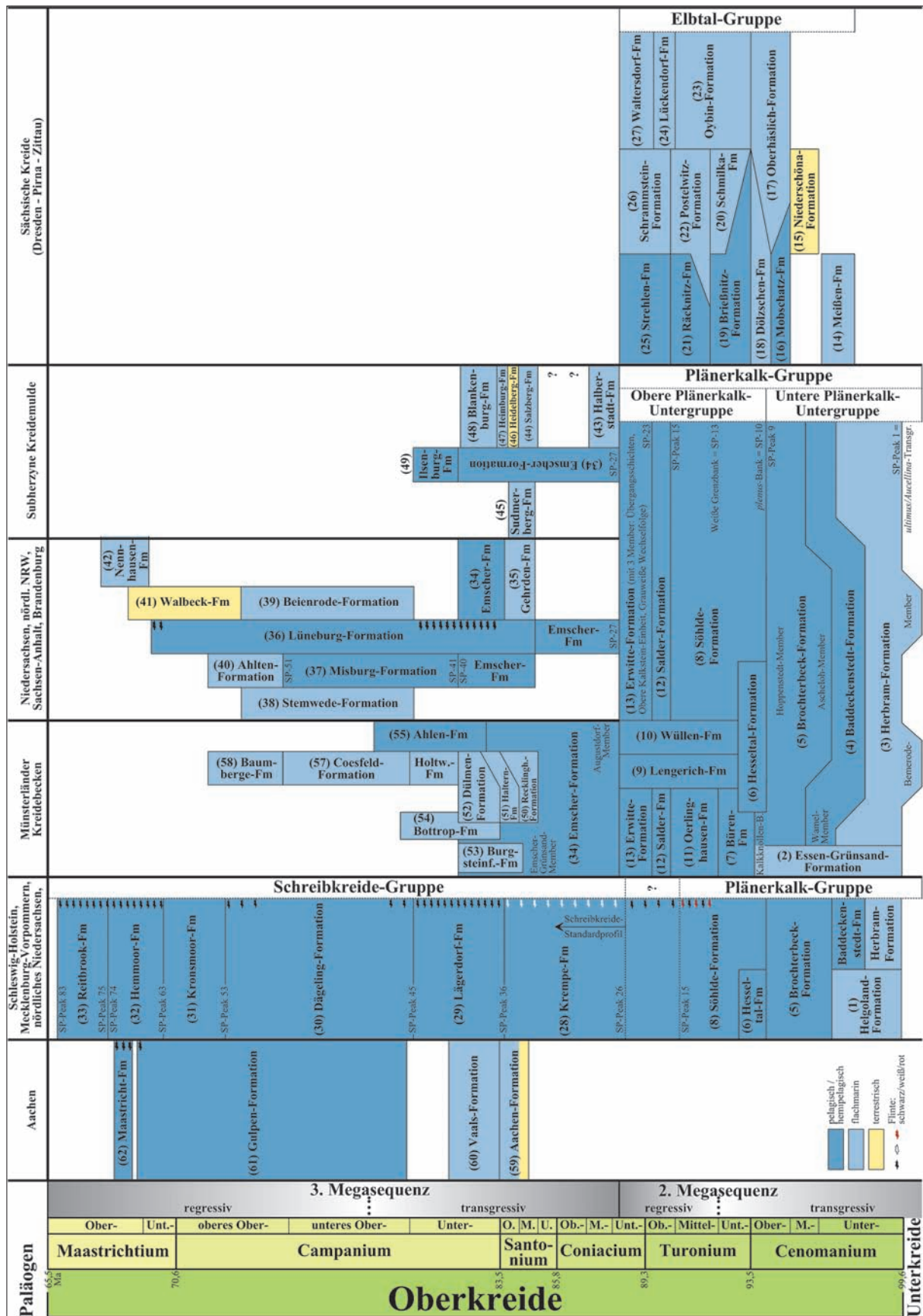


Abb. 1. Stratigraphische Tabelle der lithostratigraphischen Einheiten der Oberkreide Norddeutschlands (ohne Altmark-Fläming-Becken, Ostbrandenburgische und Nordsudetische Kreidemulden). Die Nummerierung der Formationen ist mit der im Text und auf Abb. 2 identisch.

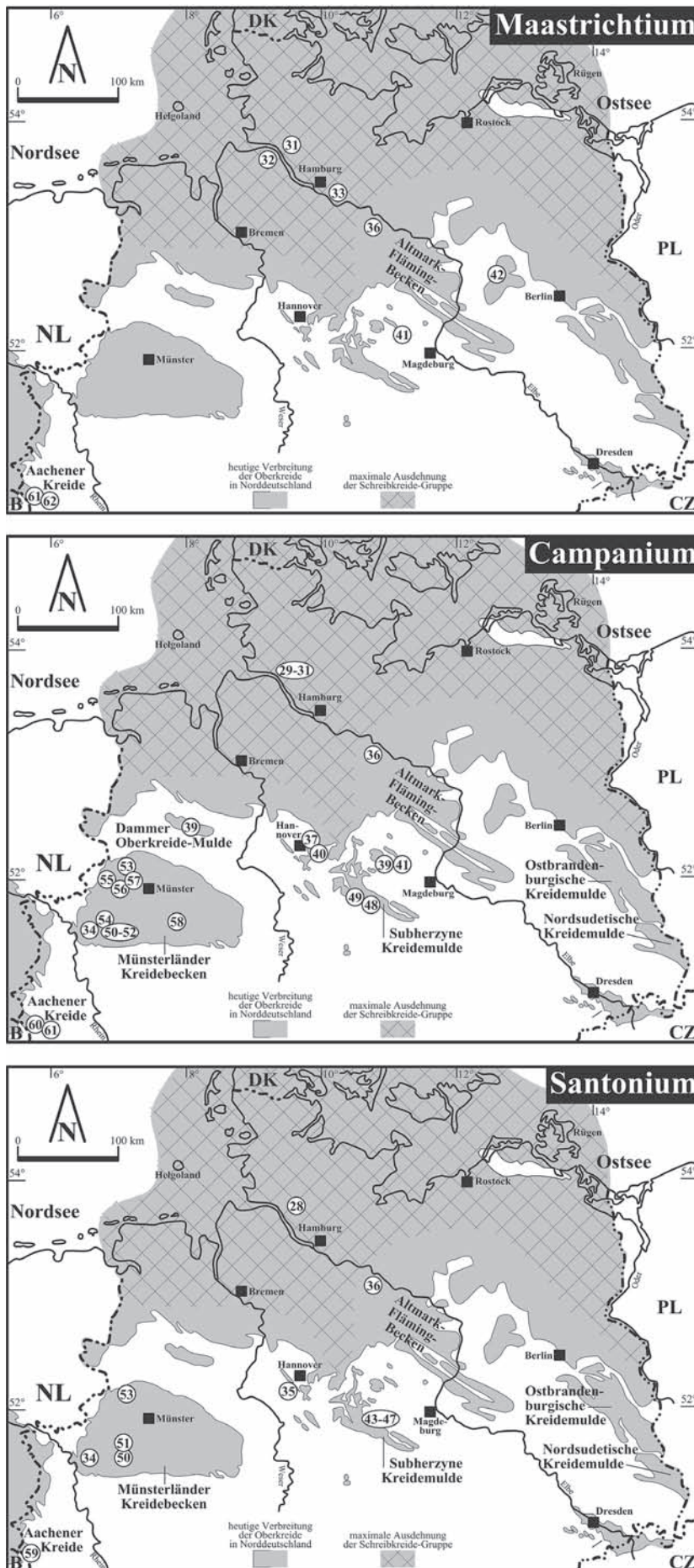
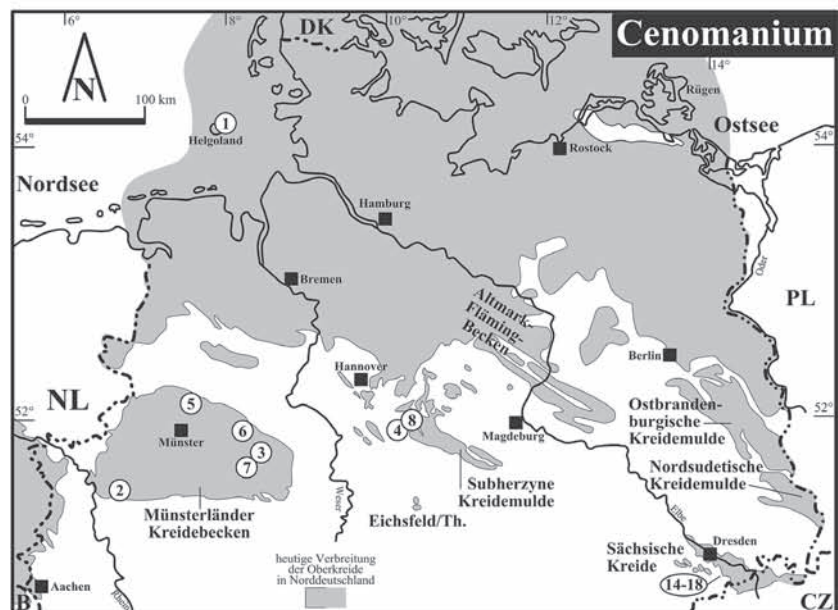
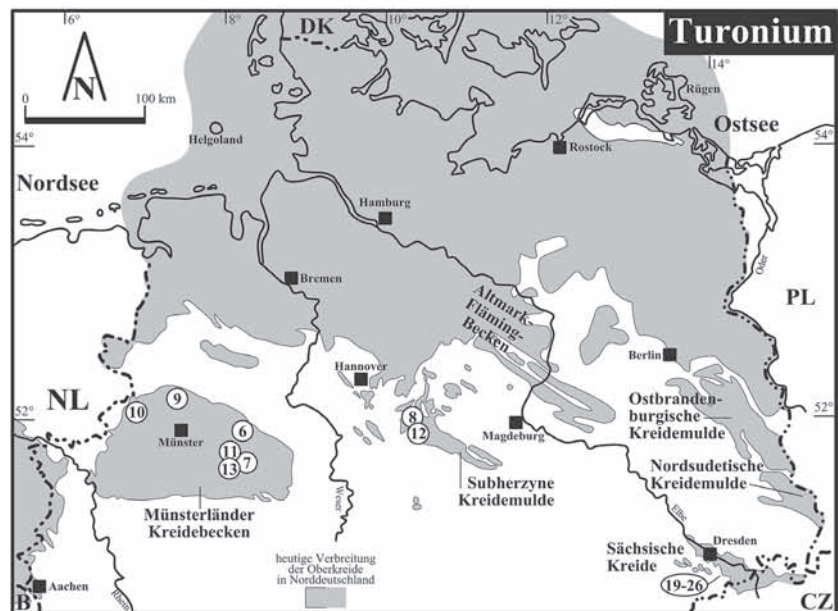
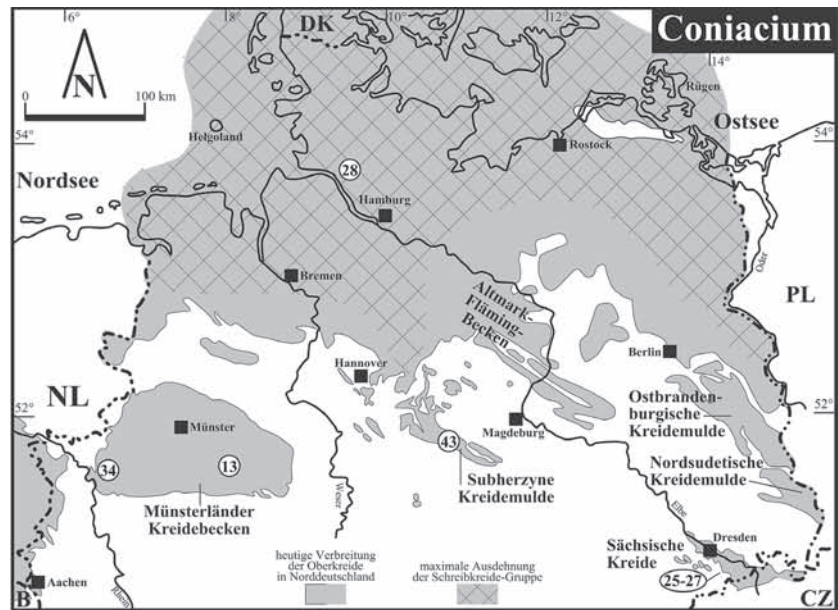


Abb. 2. Verbreitung der Oberkreide in Norddeutschland. Die Nummerierung bezeichnet die Lage der Typusprofile der Formationen in den jeweiligen Stufen und ist mit der Formationsnummerierung im Text und auf Abb. 1 identisch. Die Namen der Teilbereiche des norddeutschen Epikontinentalschelfes (z.B. Aachener Kreide, Münsterländer Kreidebecken, Subherzyne Kreidemulde, Sächsische Kreide etc.) sind nur in den Karten aufgeführt, wenn Sedimente aus den genannten Stufen überliefert sind.



oder verschiedenen älteren (mesozoisch-jungpaläozoischen) Schichten auf. Die Sedimente werden – wenn sie in einer kartierbaren Mächtigkeit auftreten – der (2) Essen-Grünsand-Formation zuge stellt.

- Im gesamten Ablagerungsraum schaltet sich nun unter Abnahme des Glaukonit- und gleichzeitiger Zunahme des Karbonatgehaltes die tonig-siltigen Mergel der (3) Herbram-Formation ein – die ehemaligen Cenoman-Mergel. Ihre Mächtigkeit ist sehr variabel und gleicht das Relief des Untergrundes aus.
- Darüber folgt die (4) Baddeckenstedt-Formation – die ehemaligen Cenoman-Pläner oder auch Cenoman-Rhythmite. Charakteristisch ist ihr außerordentlicher Fossilreichtum und orbital gesteuerte Kalk / Mergel-Zyklen, die mit ihren Stapelungsmustern verschiedene Milankovitch-Zyklen reflektieren.
- Mit zunehmender Pelagisierung treten in der (5) Brochterbeck-Formation rein weiße, gebankte, Kalksteine auf – die ehemaligen Cenoman-Kalke oder auch Arme rhotomagense-Kalke. Die Brochterbeck-Formation zeichnet sich besonders durch ihre Fossilarmut und ihre überregional oft gleichförmige Mächtigkeit aus.

In das dazugehörige Fazies-Modell (Wilmsen et al. 2005) lassen sich alle Formationen und Member der

Unteren Plänerkalk-Untergruppe beispielhaft eingliedern (Abb. 3):

- Die (2) Essen-Grünsand-Formation repräsentiert die Glaukonit-Fazies des inneren Schelfes. Sie kann in proximalen Profilen den gesamten Zeitabschnitt der Unteren Plänerkalk-Untergruppe hindurch die zeitgleichen distalen Formationen ersetzen.
- Die (3) Herbram-Formation ist ihr tonig-mergeliges Äquivalent in etwas tieferer Position.
- Die (4) Baddeckenstedt-Formation repräsentiert den mittleren Schelf. Das Wamel-Member ist eine spiculitische Ausbildung der Baddeckenstedt-Formation und in etwas proximalerer Position anzusiedeln.
- Die (5) Brochterbeck-Formation des äußeren Schelfes gliedert sich in die unteren Flaserkalke des Ascheloh-Members und die hangenden, klassischen Arme rhotomagense-Kalke des Hoppenstedt-Members, die in immer gleicher Mächtigkeit von ca. 15 m die cenomane Abfolge bis zur Grenze der Unteren zur Oberen Plänerkalk-Untergruppe überlagern.

Auch die Sedimente der 3. Megasequenz wurden massgeblich durch Trans- und Regressionen gesteuert (Niebuhr 1995), bieten allerdings in ihrer Verbreitung ein völlig anderes Bild als die der 2. Megasequenz. Zwischen dem Mittelconiacium und dem Untercampanium repräsentiert die weit verbreitete (34) Em-

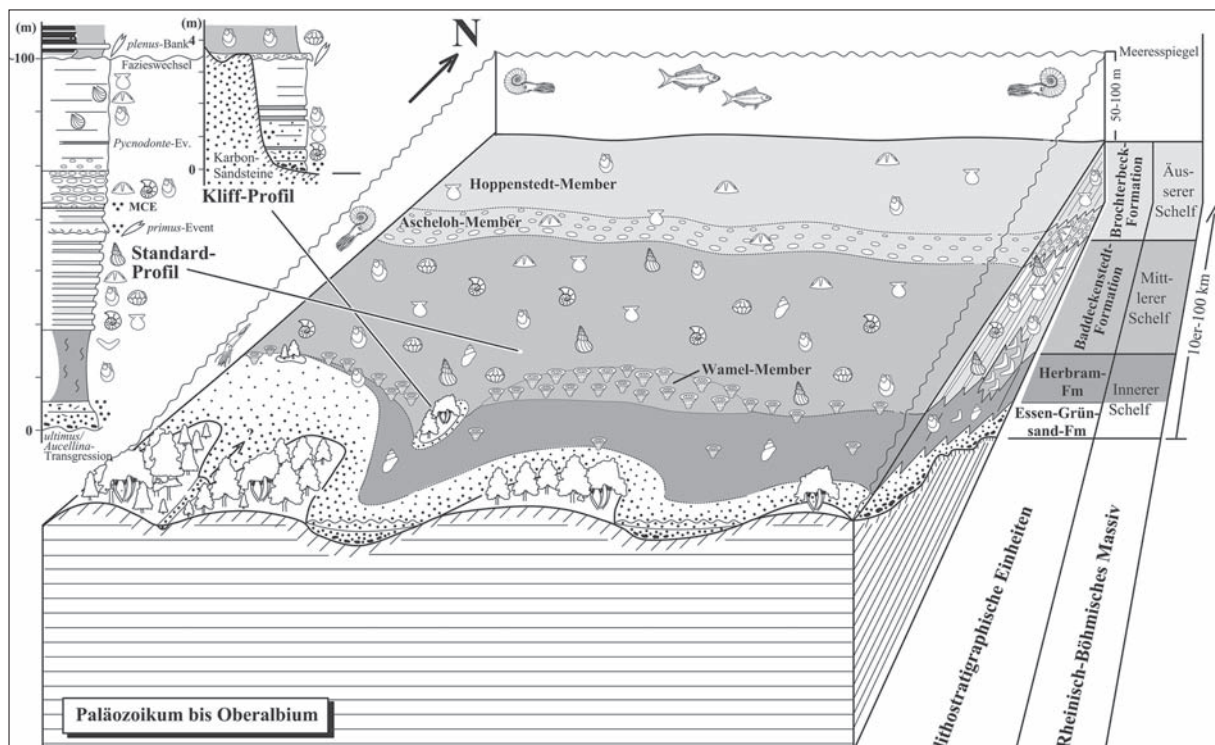


Abb. 3. Generalisiertes Faziesmodell der Oberkreide von Norddeutschland am Beispiel des Cenomanium (nach Wilmsen et al. 2005).

scher-Formation das etwas tiefer marine Sediment des mittleren Schelfes und die Schreibkreide-Gruppe im Norden den äußeren Schelf. Zeitgleich werden über den südlich angrenzenden Ablagerungsraum des inneren Schelfes verteilt lithologisch sehr ähnliche, räumlich aber weit auseinander liegende Sedimente in ähnlichen strukturellen Positionen abgelagert. Beispielsweise verdanken die (53) Burgsteinfurt-Formation im nordwestlichen Münsterland, die (35) Gehrden-Formation südlich von Hannover, Niedersachsen, die (45) Sudmerberg-Formation unmittelbar am Harz-Nordrand an der Grenze Niedersachsen / Sachsen-Anhalt und auch die (44) Salzberg-Formation der östlichen Subherzynyen Kreidemulde ihre Entstehung dem Meeresspiegelanstieg der Mittel- und Ober-Santon-Transgressionen. Alle diese ungefähr gleichalten Formationen sind teils lückenhafte oder stark kondensierte bio- oder lithoklastische Sedimentserien, liegen überwiegend mit einem Hiatus auf älteren Schichten, wurden in der Umgebung von aufsteigenden Hochgebieten oder Schwellenpositionen sedimentiert, haben nur eine sehr geringe lokale Verbreitung und verzahnen sich entweder lateral oder vertikal mit der (34) Emscher-Formation.

Eine Besonderheit der norddeutschen Oberkreide sind faziesbrechende Leithorizonte oder -intervalle, nach ERNST et al. (1983) auch „Events“ genannt. Dabei können pauschal zwei unterschiedliche Typen von Events unterschieden werden: sogenannte „Bioevents“, die sich durch ungewöhnlichen Fossilreichtum oder exotische (normal nicht vorkommende) Taxa auszeichnen, oder lithologische Events, d.h. Markerhorizonte wie etwa prominente Mergellagen oder Kalkbänke (z.B. die sogenannte „Weiße Grenzbank“ des Turonium oder die „Grobkreide-I-Bänke“ des Santonium / Campanium-Grenzbereiches). Dieses faszinierende Phänomen konzentriert sich allerdings weitgehend auf die Plänerkalk- und Elbtal-Gruppen (Cenomanium bis Unterconiacium). Nach den Vorgaben der stratigraphischen Nomenklatur von STEININGER & PILLER (1999: 6) müssen untergeordnete lithostratigraphische Einheiten einer Formation zugestellt werden. Im „International Stratigraphic Guide“ (SALVADOR 1994: 34) steht jedoch explizit, dass Member und Bänke unter Beibehaltung desselben Names von einer Formation in eine andere übergehen können. Daher sind wir im Falle der faziesbrechenden Leithorizonte der Richtlinie von STEININGER & PILLER (1999) nicht gefolgt – es

wäre eine Verschwendung des Korrelationspotentials dieser Events gewesen. Die obercenomane *plenus*-Bank beispielsweise (auch Kalkknollen-Bank genannt in den proximalen Bereichen des Münsterländer Kreidebeckens), benannt nach dem leitenden Belemniten *Praeactinocamax plenus*, ist im gesamten nordwesteuropäischen Ablagerungsraum als Isochrone nachweisbar und parallelisiert mindestens fünf der hier neu definierten norddeutschen Formationen. Zusammen mit dem sogenannten Fazieswechsel (Obercenomanium), einer markanten Sequenzgrenze im Liegenden der *plenus*-Bank, die nicht nur mehrere Formationen sondern auch die Untere von der Oberen Plänerkalk-Untergruppe trennt, ergibt sich eine wichtige Abfolge von Lithomarkern, die auch in den geophysikalischen Bohrlochmessungen an den SP- (Eigenpotential-) Peaks 9 und 10 unzweifelhaft wieder gefunden werden kann.

Auf Abb. 4 sind die beiden häufigsten lithofaziellen Ausbildungen dieses stratigraphischen Bereiches zu sehen: die Rotpläner-Fazies der (8) Söhlde-Formation und die Schwarzschiefer-Fazies der (6) Hesseltal-Formation. Beide Formationen können sich lokal auf wenigen hundert Metern gegenseitig ersetzen, aber die *plenus*-Bank durchschlägt beide fazielle Ausbildungen. In den kondensierten Rotpläner-Profilen der (8) Söhlde-Formation, die für Schwellenpositionen charakteristisch sind, liegt die *plenus*-Bank meist unmittelbar dem Fazieswechsel am Top der (5) Brochterbeck-Formation auf. In solchen Fällen wird aus kartiertechnischen Gesichtspunkten die *plenus*-Bank der liegenden Einheit zugeschlagen. In der (6) Hesseltal-Formation der Beckenpositionen hingegen befindet sich dazwischen ein maximal 2 m mächtiges Schichtpaket.

Die sogenannte Weiße Grenzbank (Mittelturonium) ist ein weiterer wichtiger Leithorizont und ein kurzzeitiges Pelagisierungsereignis, das sich im gesamten norddeutschen Ablagerungsraum nachweisen läßt. Sie ist auch in Bohrungen von der Subherzynyen Kreidemulde am Harznordrand bis in die eintönige distale Fazies des nördlichen Niedersachsens und Schleswig-Holstein mit einem der markantesten Ausschläge der Eigenpotential-Logs der norddeutschen Oberkreide, dem SP-Peak 13, nachzuweisen. In der Typuslokalität der (8) Söhlde-Formation ist das gesamte Event-Bündel Fazieswechsel / *plenus*-Bank / Weiße Grenzbank aufgeschlossen (Abb. 4).

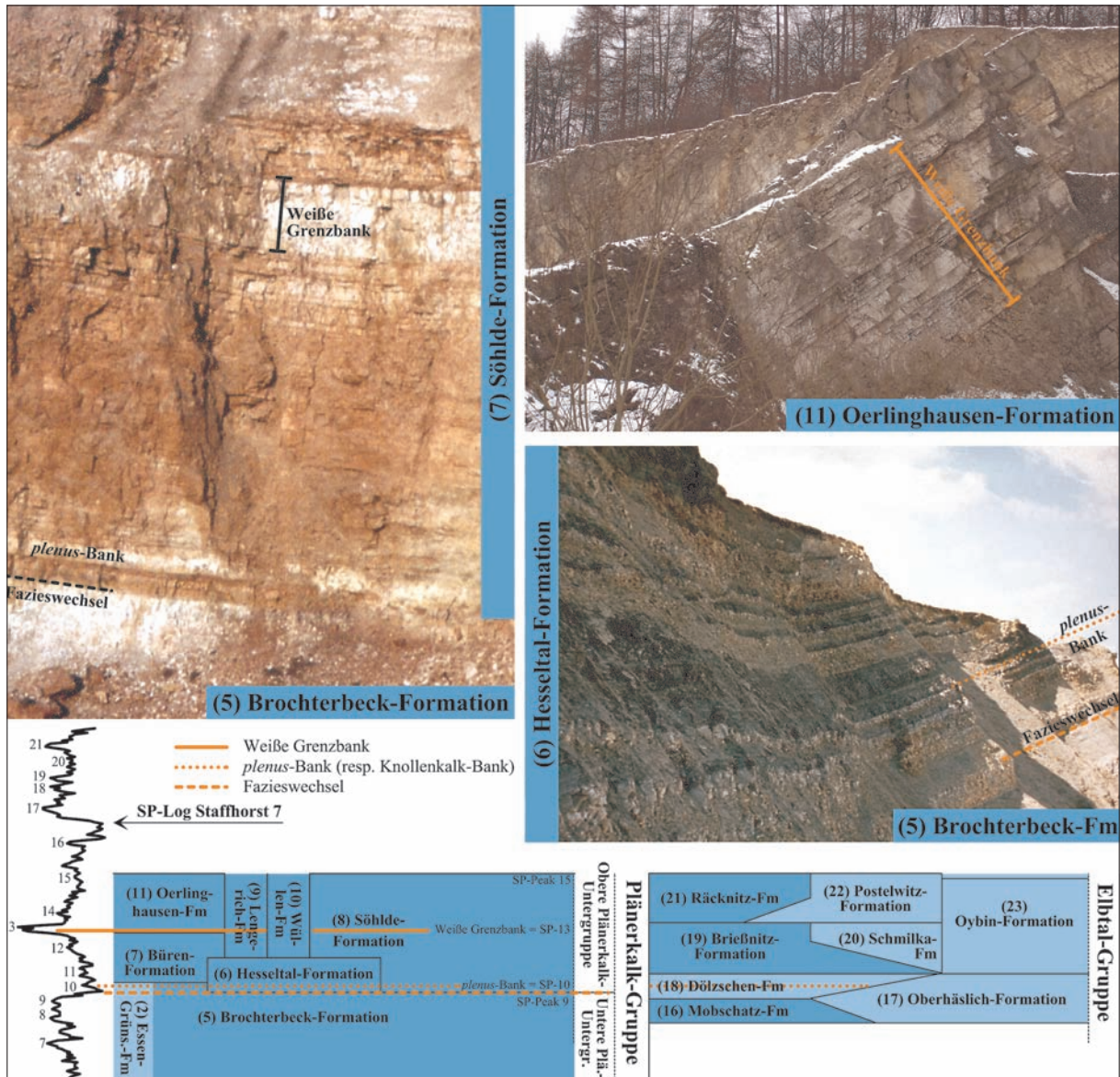
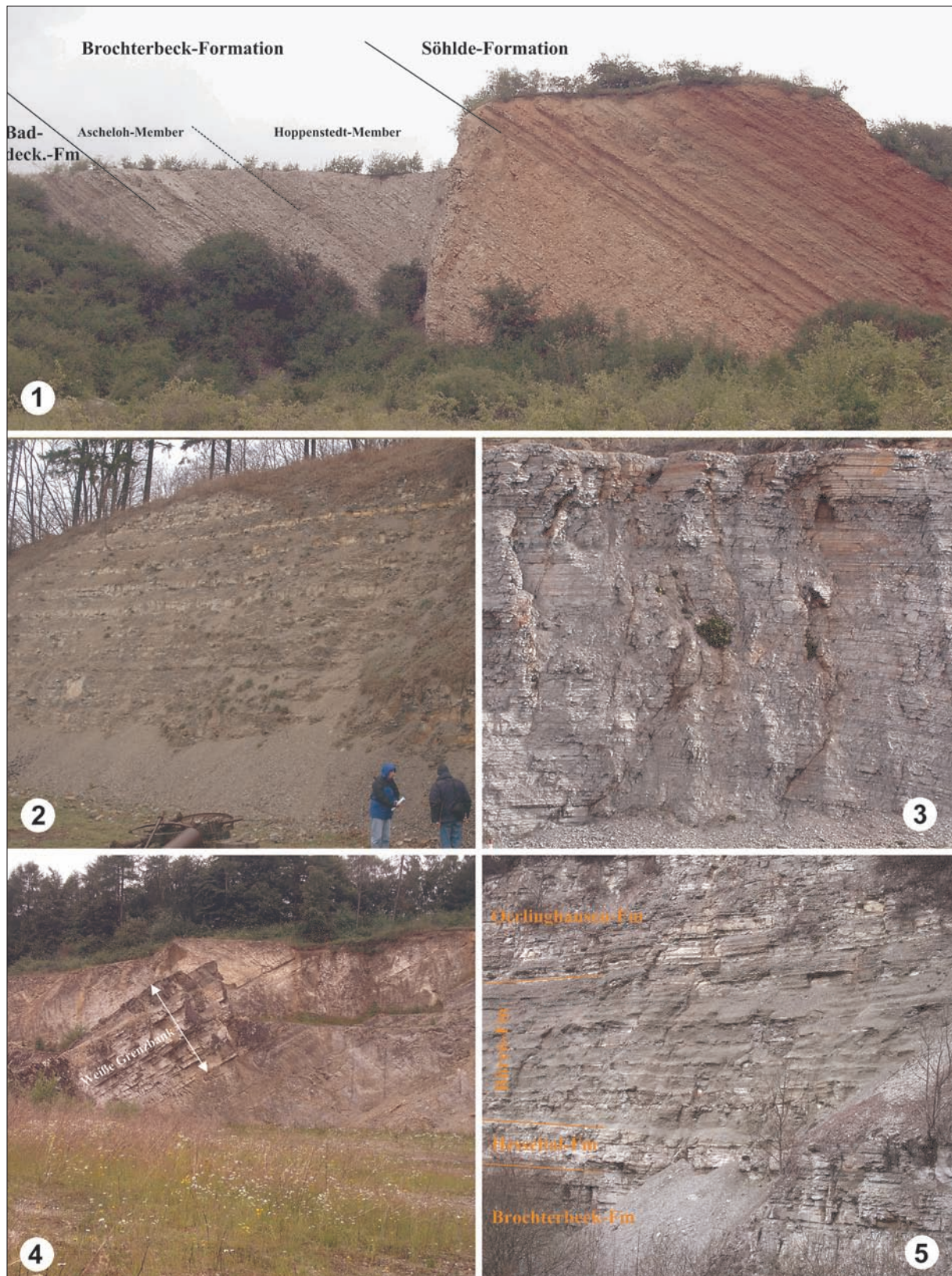


Abb. 4. Drei faziesbrechende Leithorizonte des Obercenomanium bis Mitteljuronium von Norddeutschland in verschiedenen Formationen: oben links – (11) Oerlinghausen-Formation an der Typuslokalität, Nordrhein-Westfalen; unten links – (6) Hesselstal-Formation in Wunstorf, Niedersachsen; rechts – (5) Brochterbeck- und (7) Söhlde-Formation in Söhlde, Niedersachsen.



Tafel 1: Plänerkalk-Gruppe der 2. Megasequenz

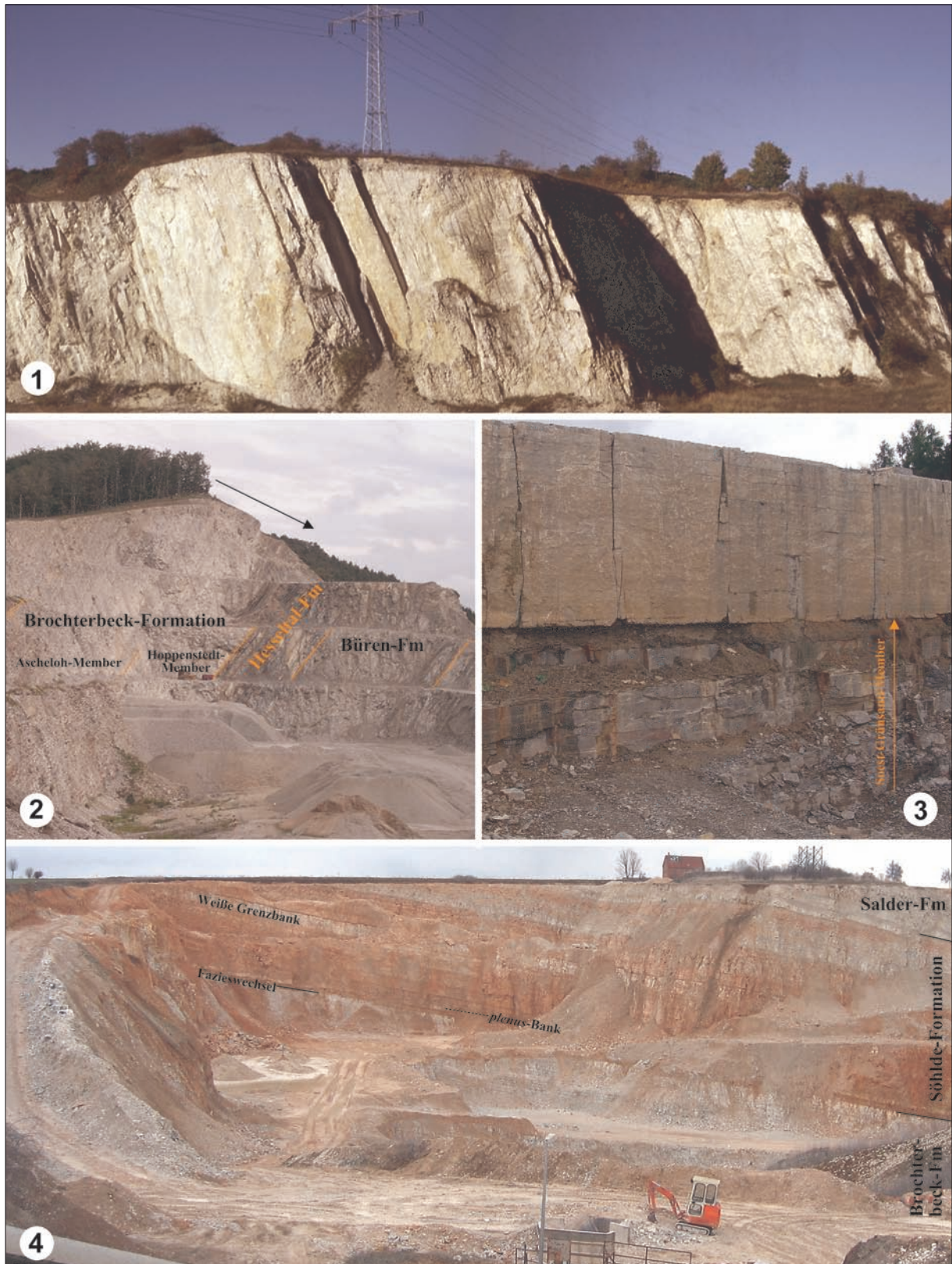
Fig. 1. Unteres Ascheloh- und oberes Hoppenstedt-Member der (5) Brochterbeck-Formation mit liegender (4) Baddeckenstedt- und hangender (8) Söhlde-Formation in Hoppenstedt, Sachsen-Anhalt.

Fig. 2. (3) Herbram-Formation an der Typuslokalität, Nordrhein-Westfalen.

Fig. 3. (9) Lengerich-Formation an der Typuslokalität, Nordrhein-Westfalen.

Fig. 4. (11) Oerlinghausen-Formation mit der Weißen Grenzbank an der Typuslokalität, Nordrhein-Westfalen.

Fig. 5. (7) Büren-Formation an der Typuslokalität, Nordrhein-Westfalen.



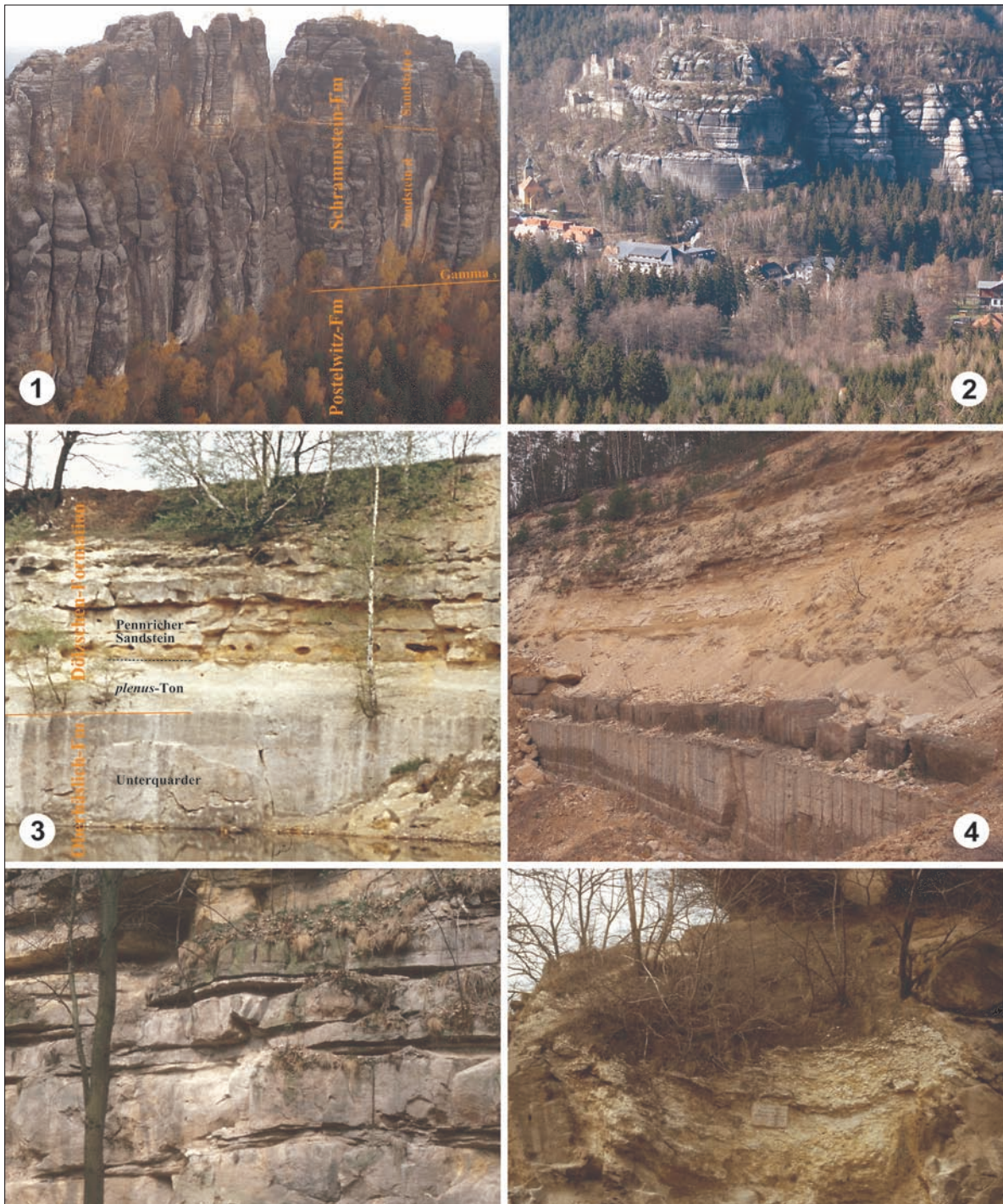
Tafel 2. Plänerkalk-Gruppe der 2. Megasequenz

Fig. 1. (12) Salder-Formation an der Typuslokalität, Niedersachsen.

Fig. 2. (6) Hessental-Formation an der Typuslokalität, Nordrhein-Westfalen, mit liegender (5) Brochterbeck- und hangender (7) Büren-Formation. Schichten sind überkippt.

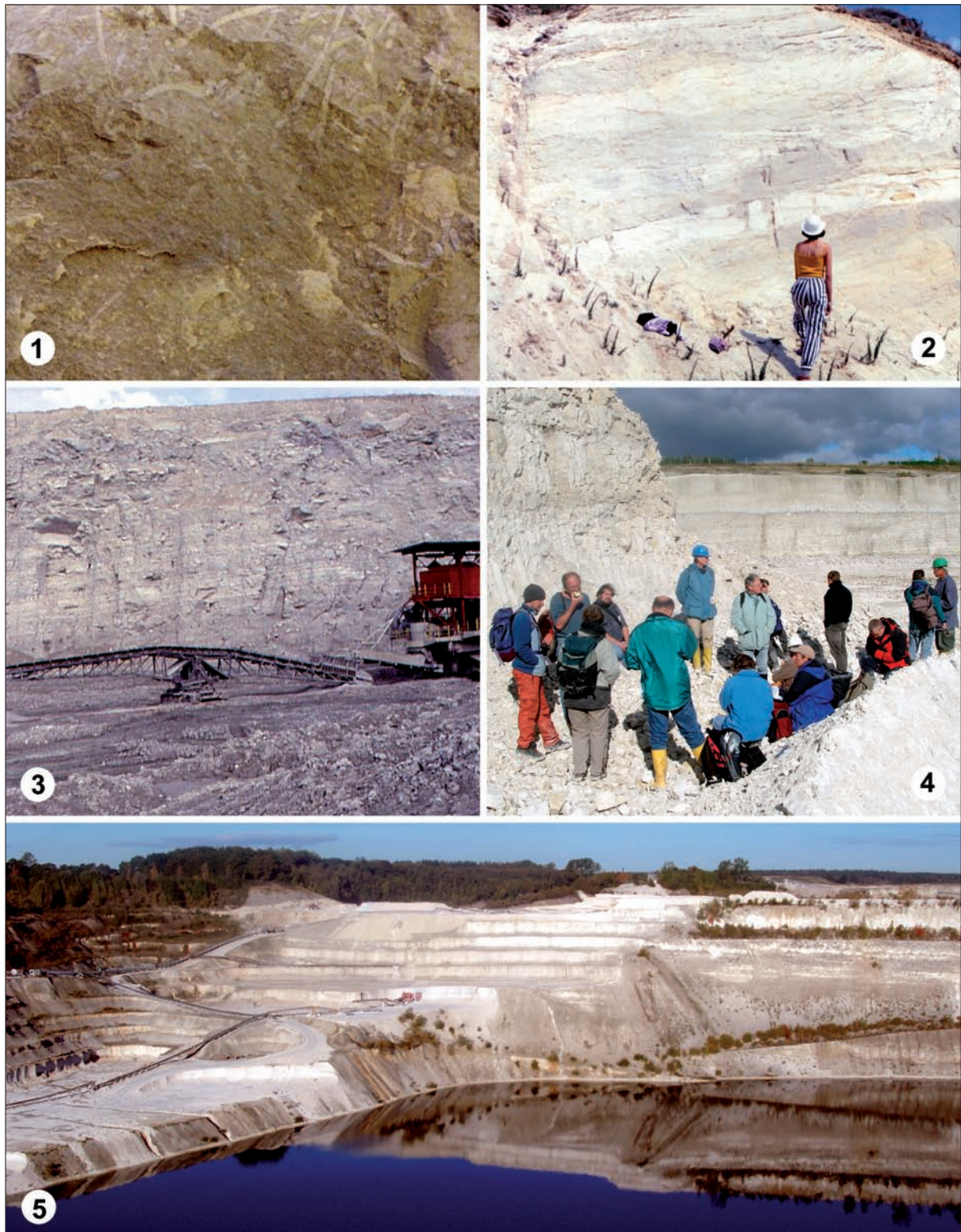
Fig. 3. Soest-Grünsand-Member der (12) Salder-Formation (untere Bildseite), überlagert von den für diese Formation typischen Mergelkalksteinen. Steinbruch Stelbrinck in Niederntudorf, Paderborner Hochfläche, Nordrhein-Westfalen.

Fig. 4. (8) Söhlde-Formation an der Typuslokalität bei Salzgitter, Niedersachsen, mit liegender (5) Brochterbeck- und hangender (12) Salder-Formation.

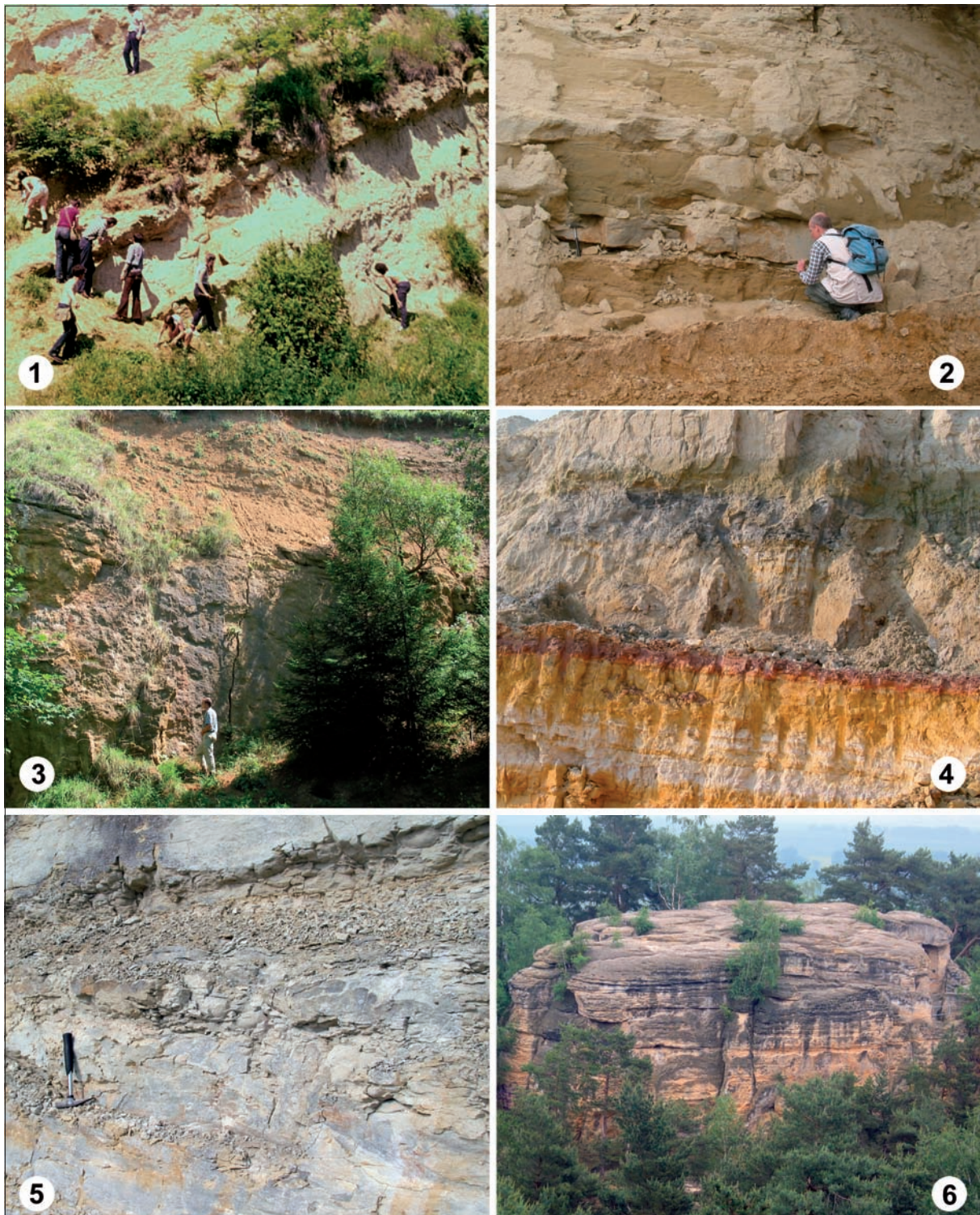


Tafel 3. Elbtal-Gruppe der 2. Megasequenz in Sachsen

- Fig. 1. (26) Schrammstein-Formation an der Typuslokalität mit unterem, ca. 56 m mächtigen mittel- bis grobkörnigen Sandstein d und (oberhalb der Schichtfuge) dem mittelkörnigen Sandstein e, der hier ca. 30 m mächtig ist. Die Grenze zur liegenden (22) Postelwitz-Formation liegt im Niveau des Horizonts Gamma₁, der auf der Höhe der Höhle an der Basis gerade noch sichtbar ist.
- Fig. 2. (23) Oybin-Formation an der Typuslokalität im Zittauer Gebirge. Aufgeschlossen ist der mittlere Abschnitt mit grobkörnigen Quarzsandsteinen und 0,20 bis 1,50 m mächtigen Konglomerat-Bänken.
- Fig. 3. Liegende (17) Oberhäslich-Formation und Pennricher Sandstein der hangenden (18) Dölzschen-Formation im ehemaligen Steinbruch am Horkenberg, Bannewitz südlich von Dresden.
- Fig. 4. Fossilreiche, gebankte Sandsteine der (22) Postelwitz-Formation an der Typuslokalität im Elbtal zwischen Schmilka und Postelwitz.
- Fig. 5. (16) Niederschöna-Formation an der Typuslokalität. Fluviale Rinnen-Sandsteine in Wechsellagerung mit Ton- und Schluffsteinen der Flußauen.
- Fig. 6. Bioklastische Kalksteine der (18) Dölzschen-Formation als Klippenfazies in Erosionstaschen eines variszischen Monzonits. Ehemaliger Steinbruch und Naturdenkmal Hoher Stein in Dreden-Plauen.

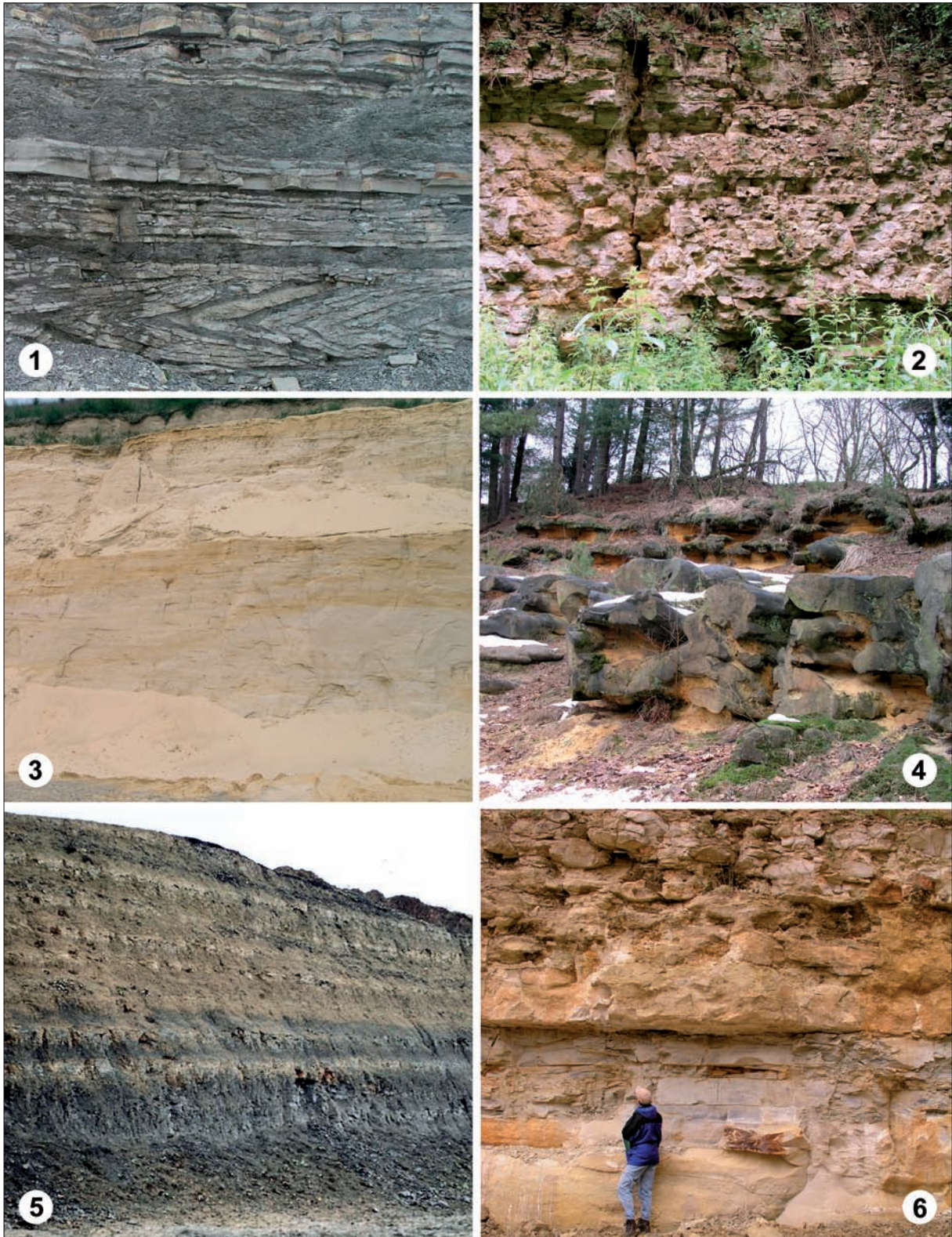


Tafel 4. 3. Megasequenz von Schleswig-Holstein, Niedersachsen, Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg und Sachsen-Anhalt
 Fig. 1. (39) Beienrode-Formation an der Typuslokalität Rennau, Niedersachsen. Ophiomorpha-Bauten in Grünsanden.
 Fig. 2. (41) Walbeck-Formation bei Uhry, Niedersachsen. Quarzsande eines verzweigten Flusssystemes mit großräumigen planaren Schrägschichtungen.
 Fig. 3. (37) Misburg-Formation an der Typuslokalität Zementbruch Holcim-Höver, Niedersachsen.
 Fig. 4. (30) Dägeling-Formation der Schreibkreide-Gruppe an der Typuslokalität, Schleswig-Holstein, mit den Teilnehmern der SKS-Jahrestagung 2005.
 Fig. 5. Liegende (28) Krempe- und hangende (29) Lägerdorf-Formation der Schreibkreide-Gruppe an der Typuslokalität, Schleswig-Holstein.



Tafel 5. 3. Megasequenz in der Subherzynen Kreidemulde

- Fig. 1. (44) Salzberg-Formation an der Typuslokalität, Sachsen-Anhalt. Zyklische Wechsellagerung von Mergeln, Quarzsandsteinen und herausgewitterten kalkhaltigen Siltsteinen.
- Fig. 2. (47) Heimburg-Formation in einem temporären Aufschluss an der Bundesstraße 6n zwischen Heimburg und Blankenburg, Sachsen-Anhalt. Feinsande und kalzitisch zementierte Feinsandsteine mit eingelagerten Kalkkonkretionen und Konglomerat-Bänken.
- Fig. 3. (45) Sudmerberg-Formation an der Typuslokalität bei Goslar, Niedersachsen. Marine Sandsteine und Sandstein / Mergel-Wechsellagerungen.
- Fig. 4. (46) Heidelberg-Formation in der Sandgrube Warnstedt, Sachsen-Anhalt. Wechsellagerung mariner Sandsteine mit brackischen grauen Tönen und bunten, lateritischen Bodenhorizonten.
- Fig. 5. (49) Ilsenburg-Formation im Steinbruch am Saßberg bei Veckenstedt, Sachsen-Anhalt. Wechsellagerung von kalkig zementierten, spongiolithischen Siltsteinen mit siltigen Mergeln.
- Fig. 6. Oberer Abschnitt (*involutus*-Sandstein) der (43) Halberstadt-Formation an der Typuslokalität nördlich von Quedlinburg, Sachsen-Anhalt.



Tafel 6. 3. Megasequenz im Münsterländer Kreidebecken

- Fig. 1. Beckum-Member der (58) Ahlen-Formation im Steinbruch Mersmann in Beckum, Nordrhein-Westfalen. Slumpings (unten) werden traditionell im örtlichen Kalkstein-Abbau als „Bärsteinhorizonte“ bezeichnet.
- Fig. 2. (53) Burgsteinfurt-Formation, Kalkarenite im aufgeleassenen Steinbruch Weiner Esch bei Ochtrup, Nordrhein-Westfalen.
- Fig. 3. (51) Haltern-Formation, helle Quarzsande in der Sandgrube von Bauer Schulte-Uphusen nördlich von Haltern, Nordrhein-Westfalen.
- Fig. 4. (51) Haltern-Formation, Sand mit quarzitisch verfestigten Sandsteinbänken und -knollen; Aufschluss auf dem Stimberg bei Oer-Erkenschwick, Nordrhein-Westfalen.
- Fig. 5. (34) Emscher-Formation in der aufgelassenen Grube der ehemaligen Ziegelei Lessmöllmann in Castrop-Rauxel, Nordrhein-Westfalen. Zyklische Wechsellagerung von Ton- und Kalkmergelsteinen.
- Fig. 6. (57) Baumberge-Formation am Referenzprofil Steinbruch Dirks, Baumberge westlich Nottuln, Nordrhein-Westfalen.

2. Megasequenz von Schleswig-Holstein, Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen, Brandenburg, Sachsen-Anhalt und Thüringen

Die Sedimentgesteine der Plänerkalk-Gruppe sind Teil der weit verbreiteten Ablagerungen, die sich während des späten Albiums und der frühen Oberkreide auf dem ausgedehnten NW-europäischen Epikontinentalschelf bildeten. Sie wurden nördlich der Rheinisch-Böhmischen Masse, einem der wenigen landfesten Gebiete der späten Kreidezeit in Mitteleuropa, abgelagert und sind in einem breiten Gürtel im gesamten Norddeutschen Tiefland verbreitet und dort flächenhaft im Untergrund vorhanden. Früher wurden Teilbereiche dieses Schelfgebietes häufig als eigene „Becken“ beschrieben (z.B. Münsterländer Kreidebecken, Niedersächsisches Becken, Subherzyna Kreidemulde), was aber wegen der faziellen Uniformität und oft gleich bleibenden Mächtigkeit der Ablagerungen wenig sinnvoll erscheint. Obwohl es heute keine direkte Verbindung zu den zeitgleichen, in Beckenrand-Fazies ausgebildeten klastisch dominierten Sedimenten der Elbtal-Gruppe in Sachsen gibt, können die überwiegend karbonatischen Gesteine der Plänerkalk-Gruppe als deren distale Äquivalente angesehen werden. Über die südliche Nordsee hinweg besteht aber eine enge Verbindung zu den faziell sehr ähnlichen Sedimenten des Anglo-Pariser Beckens.

Die 2. Megasequenz repräsentiert in den oben genannten Gebieten die progressive Entwicklung eines karbonatisch dominierten biosedimentären Schelf-Systems bei gleichzeitigem diachronen Ertrinken der europäischen Festlandsgebiete seit dem späten Albium. Diese Entwicklung wird mit dem Einsetzen der Emscher-Formation der 3. Megasequenz an der Wende Unter- zu Mittelconiacium abrupt beendet. Finden sich mit der beginnenden Albium / Cenomanium-Transgression noch Regionen mit siliziklastisch-glaukonitisch dominierten Gesteinen (HISS 1982, 1998, TRÖGER & SCHUBERT 1993), so etabliert sich im späten Unterconomanium übergreifend ein durch Planktonkarbonate dominiertes System (WILMSEN 2003, WILMSEN et al. 2005), dessen Gesteine seit GEINITZ (1849–1850) als „Pläner“ oder „Plänerkalke“ bezeichnet und die durch STROMBECK (1857) erstmals lithostratigraphisch gegliedert wurden. Die Silt-armen oder -freien Karbonate von GEINITZ (1849–1850: 76), die der Plänerkalk-Gruppe ihren Namen gaben, entsprechen nicht ganz dem Verständnis in Sachsen, wo der Begriff „Pläner“ von COTTA (1842) für plattig absondernde, heute in der Elbtal-Gruppe zusammengefasste Silt- und Sand-führen-

de Karbonate oder karbonatisch gebundene Siltsteine eingeführt wurde.

Die hier ausgeschiedenen 13 Formationen können in der Plänerkalk-Gruppe (ERNST et al. 1979) mit zwei Untergruppen zusammengefasst werden. Während die liegende Untere Plänerkalk-Untergruppe (Oberalium bis Oberconomanium) eine schrittweise Pelagisierung eines rampenartigen, mit breiten, küstenparallele Faziesgürteln und somit wenigen, weit verbreiteten Formationen ausgestatteten Schelfes repräsentiert, setzte im späten Cenomanium eine Reliefbelebung ein. Der dadurch bedingte scharfe Faziesumschwung („Faziesgrenze“ oder „Fazieswechsel“ *sensu* ERNST et al. 1983) zu meist roten („Rotpläner“ der Söhlde-Formation) oder schwarzen und bunten Mergelsteinen („Schwarzschiefer“ der Hesseltal-Formation) bildet eine natürliche und gut fassbare lithostratigraphische Grenze zur hangenden Oberen Plänerkalk-Untergruppe (Oberconomanium bis Unterconiacium). Der Ablagerungsraum der Oberen Plänerkalk-Untergruppe war engräumiger in Schwellen und Depressionen gegliedert, was sich durch rasche laterale und vertikale Faziesdifferenzierungen in den überwiegend pelagischen Karbonaten sowie einer größeren Anzahl von eher kleinräumig verbreiteten Formationen ausdrückt.

Die Plänerkalk-Gruppe ist abschnittsweise reich an Makrofossilien wie Inoceramen und Ammoniten, die eine sehr gute biostratigraphische Gliederung ermöglichen. Hier wurde das engmaschige eventstratigraphische Gerüst der norddeutschen tieferen Oberkreide entwickelt (ERNST et al. 1983), und Tephrostratigraphie ermöglicht heute eine Korrelation aller fünf in der Oberen Plänerkalk-Untergruppe vorkommenden Bentonite nach England und Frankreich (BRÄUTIGAM 1962, WRAY et al. 1995, WIESE et al. 2004b). Neben sequenzstratigraphischen Gliederungen (ERNST et al. 1996, WILMSEN 2003, WIESE et al. 2004a) existieren sehr hochauflösende überregionale $\delta^{13}\text{C}$ -Korrelationen (HILBRECHT & HOEFS 1986, VOIGT & HILBRECHT 1997, WIESE & KAPLAN 2001, WILMSEN & NIEBUHR 2002, VOIGT et al. 2007, WILMSEN 2007). Durch die Dichte an integrierten stratigraphischen Datensätzen („Multistratigraphie“ *sensu* ERNST et al. 1979) ist die Plänerkalk-Gruppe die bisher am detailliertesten gegliederte lithostratigraphische Einheit der Kreide Deutschlands.

Plänerkalk-Gruppe (Taf. 1, 2; Abb. 1, 5)

WILMSEN, M. & HISS, M.

Ableitung des Namens: nach der typischen Lithologie

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: ERNST et al. (1979)

Chronostratigraphie: Oberalium bis Unterconiacium

Synonyme: Pläner (STROMBECK 1857)

Beschreibung

Lithologie: Es überwiegen Kalk- und Mergelstein-Wechselfolgen, daneben kommen Mergelsteine (z.T. dunkelgrau, rötlich oder bunt gefärbt), glaukonitische Mergel-, Sandmergel- und Sandsteine (Grünsandsteine) sowie weiße, splittrige Kalksteine vor.

Untergeordnete Einheiten: Untere Plänerkalk-Untergruppe (höchstes Oberalium bis mittleres Obercenomanium) mit Helgoland-Formation, Essen-Grünsand-Formation, Herbram-Formation, Baddeckenstedt-Formation und Brochterbeck-Formation.

Obere Plänerkalk-Untergruppe (oberes Obercenomanium bis Unterconiacium) mit Hesseltal-Formation, Büren-Formation, Söhlde-Formation, Lengerich-Formation, Wüllen-Formation, Oerlinghausen-Formation, Salder-Formation und Erwitte-Formation.

Liegendgrenze: mit Schichtlücke und meist scharfem lithologischem Wechsel transgressiv (häufig mit Basalkonglomeraten) auf älteren mesozoischen und paläozoischen Einheiten. Das Alter der Basissedimente kann in Abhängigkeit von der paläogeographischen Position vom jüngsten Alium bis zum Mittel- bis Obercenomanium reichen.

Hangendgrenze: Einsetzen der Emscher-Formation an der Wende vom Unter- zum Mittelconiacium bzw. Beginn der Schreibkreide-Sedimentation (Schreibkreide-Gruppe).

Mächtigkeit: Die Plänerkalk-Gruppe hat eine Gesamtmaximal-Mächtigkeit von 400 bis 600 m.

Verbreitung

Schleswig-Holstein, Bremen, Hamburg, Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen, Brandenburg, Sachsen-Anhalt, Thüringen. Die Plänerkalk-Gruppe ist im gesamten Norddeutschen Tiefland verbreitet und dort flächenhaft im Untergrund vorhanden. Nur an den Rändern des Münsterländer Kreidebeckens und am Fuß der Mittelgebirge tritt sie zutage. Darüber hinaus gibt es lokale Vorkommen in Helgoland und im Eichsfeld in Thüringen.

Zeitgleiche Einheiten

Die Elbtal-Gruppe in Sachsen ist mit der Plänerkalk-Gruppe zeitgleich.

Alterseinstufung

Die biostratigraphische Einstufung erfolgt hauptsächlich nach Inoceramen und Ammoniten sowie mikroostratigraphisch mittels benthischer und planktischer Foraminiferen. Event-, zylo- und sequenzstratigraphische Gliederungen sowie Isotopen-Untersuchungen liegen ebenfalls vor (z.B. ERNST et al. 1983). Es existieren zahlreiche stratigraphische Arbeiten, Literatur-Übersichten finden sich in Stratigraphische Kommission Deutschlands (2000). Aufgrund detaillierter Multistratigraphie sind hochauflösende überregionale Korrelationen möglich.

Verschiedenes

Environment: Sedimente eines ausgedehnten, stark gegliederten Epikontinentalmeeres.

Literatur

ERNST et al. (1979, 1983), STROMBECK (1857)

Untere Plänerkalk-Untergruppe (Abb. 5)

WILMSEN, M., HISS, M., VOIGT, S. & WIESE, F.

Übergeordnete Einheiten: Plänerkalk-Gruppe

Erstbeschreibung: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Oberalium bis Obercenomanium

Synonyme: Untere Pläner (STROMBECK 1857)

Beschreibung

Lithologie: Glaukonitische Mergel- und Sandmergelsteine, Grünsandsteine, Sandsteine, Mergelsteine, Spiculite. Kalk- und Mergelstein-Wechselfolgen und weiße, flaserige bis splittrige Kalksteine.

Untergeordnete Einheiten: Helgoland-Formation, Essen-Grünsand-Formation, Herbram-Formation, Baddeckenstedt-Formation und Brochterbeck-Formation.

Liegendgrenze: diskordant mit scharfem lithologischem Wechsel transgressiv auf älteren mesozoischen und paläozoischen Einheiten oder konkordant auf den Flammenmergeln des Oberalium.

Hangendgrenze: abrupter farblicher Übergang von hellen Kalksteinen der Brochterbeck-Formation zu roten Mergelsteinen der Söhlde-Formation oder

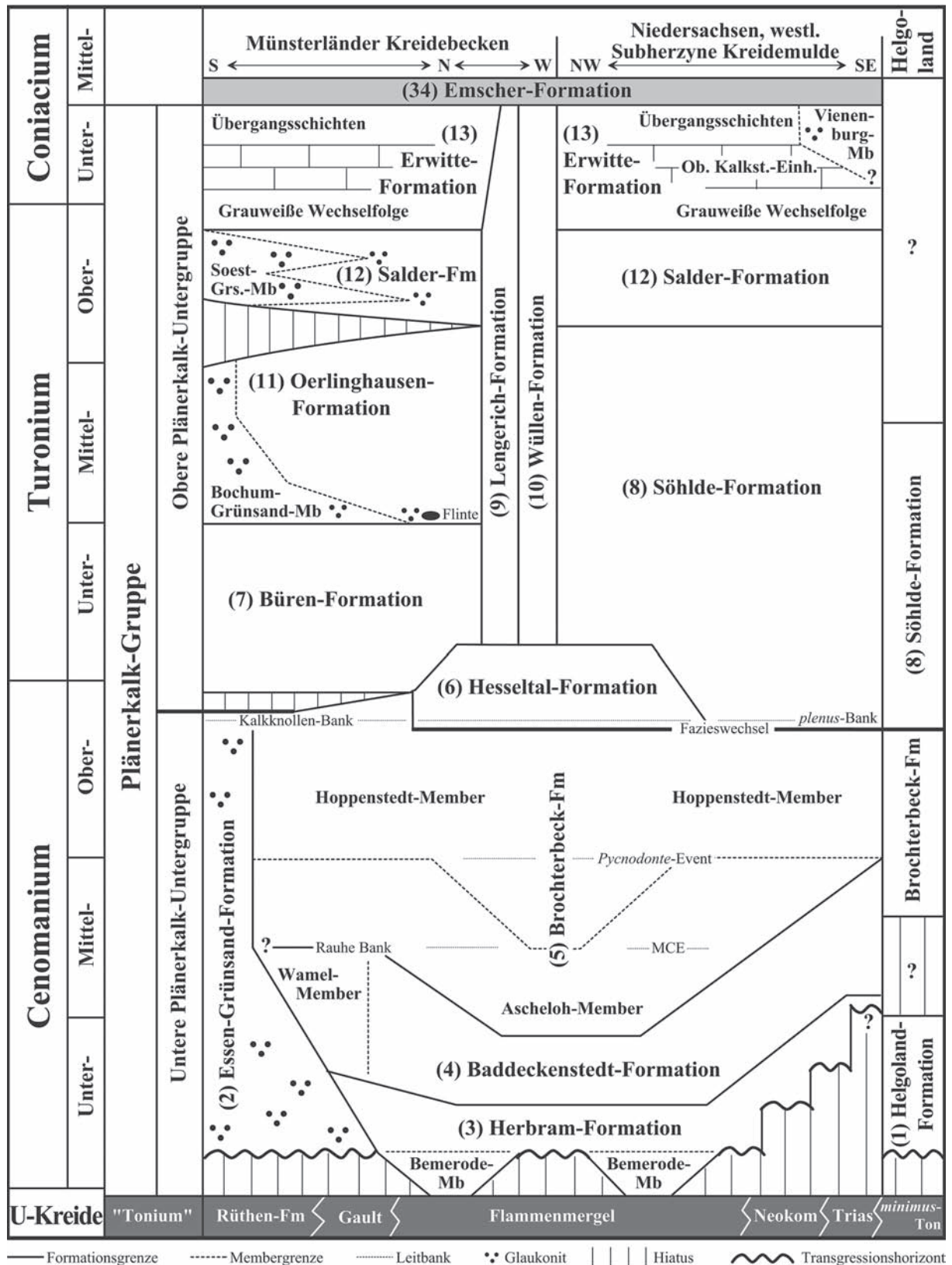


Abb. 5. Zusammenstellung der Untergruppen, Formationen, Member und Bänke der Plänerkalk-Gruppe.

„Schwarzschiefern“ der Hesseltal-Formation. Dieser lithologische Wechsel erfolgt meist am überregional verfolgbareren „Fazieswechsel“ (ERNST et al. 1983) im Obercenomanium an der Wende von der *Calycoceras guerangeri*- zur *Metoicoceras geslinianum*-Zone. In Bohrungen ist der Fazieswechsel durch einen abrupten Anstieg im Eigenpotential-Log oberhalb von SP-Peak 9 erkennbar (NIEBUHR et al. 1999). Er ist auch in Gamma- und Sonic-Logs immer klar zu erkennen. Aus praktischen (d.h. kartiertechnischen) Gründen reicht die Untere Plänerkalk-Gruppe jedoch im proximalen Münsterländer Kreidebecken bis über die *plenus*-Bank resp. die Kalkknollen-Bank hinauf.

Mächtigkeit: etwa 50-100 m.

Verbreitung

Schleswig-Holstein, Bremen, Hamburg, Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen, Brandenburg, Sachsen-Anhalt, Thüringen. Die Untere Plänerkalk-Untergruppe ist im gesamten Norddeutschen Tiefland verbreitet und dort flächenhaft im Untergrund vorhanden. Nur an den Rändern des Münsterländer Kreidebeckens, in Helgoland und am Fuß der Mittelgebirge tritt sie zutage. Darüber hinaus gibt es lokale Vorkommen im Eichsfeld in Thüringen.

Zeitgleiche Einheiten

Vier Formationen der Elbtal-Gruppe (Meißen-, Niederschöna-, Mobschatz- und Oberhäslich-Formation) sind mit der Unteren Plänerkalk-Untergruppe zeitgleich.

Alterseinstufung

Die biostratigraphische Einstufung erfolgt hauptsächlich nach Inoceramen und Ammoniten sowie mikrobiostratigraphisch z.B. mit benthischen und planktischen Foraminiferen. Event-, zylo- und sequenzstratigraphische Gliederungen sowie Isotopen-Untersuchungen liegen ebenfalls vor (z.B. ERNST et al. 1983, WILMSEN 2003) und ermöglichen hochauflösende überregionale Korrelationen. Es existieren zahlreiche stratigraphische Arbeiten, Literatur-Übersichten finden sich u.a. in Stratigraphische Kommission Deutschlands (2000), WILMSEN (2003) und WILMSEN et al. (2005).

Verschiedenes

Environment: Sedimente eines transgressiven Zyklus 2. Ordnung, die in einem ausgedehnten Epikontinentalmeer abgelagert wurden.

Literatur

ERNST et al. (1983), WILMSEN (2003), WILMSEN et al. (2005)

(1) Helgoland-Formation

WILMSEN, M. & WOOD, C.J.

Ableitung des Namens: nach der Nordsee-Insel Helgoland (Schleswig-Holstein)

Übergeordnete Einheiten: Plänerkalk-Gruppe, Untere Plänerkalk-Untergruppe

Erstbeschreibung: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Untercenomanium, Mittelcenomanium (?)

Synonyme: Rote „Cenoman“-Kreide (ERNST 1927), Grieskreide (WOOD & SCHMID 1991), Cenoman-Bioarenit (APPEL 1991)

Beschreibung

Lithologie: bunte (weiße, rote, rosa und gelbliche), z.T. tonige, harte, bioklastisch-kreidige Kalksteine (Karbonatgehalte um 90 %) mit rauem Bruch und reichlich Inoceramenschill sowie Belemniten, *Aucellina* und Brachiopoden.

Untergeordnete Einheiten: An der Basis gibt es faunistische Hinweise für das *ultimus* / *Aucellina*-Event, in höheren Bereichen für das „*Inoceramus*“ *crippsi*-Event (WOOD & SCHMID 1991).

Liegendgrenze: mit Schichtlücke und scharfem lithologischen Wechsel transgressiv auf der grau-braunen, sehr harten „Grauen *Minimus*-Kreide“ des Mittelalbium (Unterkreide).

Hangendgrenze: konkordanter Übergang in die Brochterbeck-Formation.

Mächtigkeit: ca. 6-7 m

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion und Typusprofil ist der Klippenbereich vor dem Nordoststrand der Helgoländer Düne (vgl. STÜHMER 1991: Taf. 1, Fig. 1).

Verbreitung

Schleswig-Holstein

Zeitgleiche Einheiten

Die Helgoland-Formation ist (zumindest partiell) ein zeitliches Äquivalent der Essen-Grünsand-, Herbram- und Baddeckenstedt-Formationen.

Alterseinstufung

Die Einstufung erfolgt biostratigraphisch hauptsächlich mit Ammoniten und Bivalven sowie mittels Eventstratigraphie (vgl. ERNST 1927, KEMPER et al. 1974, WOOD & SCHMID 1991). Die *Mantelliceras mantelli*- und *M. dixonii*-Zonen des Untercenomanium sind nachgewiesen (KEMPER et al 1974, WOOD & SCHMID 1991).

Verschiedenes

Environment: Es handelt sich um ein biogenes, höherenergetisches Schwellensediment eines flachen Epikontinentalmeeres ohne nennenswerten terrigenen Eintrag.

Aufschlussverhältnisse: Aufgrund der beschränkten Aufschlussverhältnisse im Inter- und Subtidal Helgolands ist der Kenntnisstand zur Stratigraphie der Helgoland-Formation insgesamt recht gering.

Literatur

APPEL (1991), ERNST (1927), KEMPER et al. (1974), STÜHMER (1991), WOOD & SCHMID (1991)

(2) Essen-Grünsand-Formation

HISS, M. & WILMSEN, M.

Ableitung des Namens: nach der Stadt Essen im Ruhrgebiet (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: Plänerkalk-Gruppe, Untere Plänerkalk-Untergruppe

Erstbeschreibung: ROEMER (1854)

Chronostratigraphie: Untercenomanium bis Obercenomanium

Synonyme: Grünsand von Essen (ROEMER 1854), Essener Grünsand einschließlich Transgressions- und Toneisensteinkonglomerat (BÄRTLING 1921, KUKUK 1938), Essener Grünsand (z.B. RABITZ & HEWIG 1987), Tourtia (pars, z.B. STROMBECK 1857)

Beschreibung

Lithologie: glaukonitische Sande (schwach verfestigt) oder Sandsteine, teils konglomeratisch (häufig mit Lagen von Brauneisensteinkonglomerat), übergehend in glaukonitische Sandmergelsteine, Gesteinsausbildung lokal sehr stark wechselnd.

Untergeordnete Einheiten: Häufig zu beobachten ist ein basales Transgressionskonglomerat mit teils groben Sandsteingeröllern und z.T. Sandsteinblöcken. Im Ruhrgebiet folgt darüber vielfach das Braun- oder Toneisensteinkonglomerat als konglomeratischer, glaukonitischer, brauneisenreicher Sandstein mit Kiesen aus aufgearbeiteten karbonischen Toneisensteinen (östlich des Ruhrgebiets fehlt dieses in der Regel). Der „Essener Grünsand“ im engeren Sinne ist der darauf folgende, stark glaukonitische, meist grüne Sand, Sandstein oder Sandmergelstein. Neben der beschriebenen normalen Abfolge im Ruhrgebiet zeigt sich eine starke Abhängigkeit vom Paläorelief, verbunden mit starken Mächtigkeitsschwankungen und gelegentlichen Sonderbildungen, z.B. stark kon-

densierte Sedimente in Kolken auf Karbon-Sandsteinklippen (z.B. rote „Klippenkalke“) oder als Strandwallbildungen gedeutete, grobe Konglomeratlagen. Im Ohmgebirge (Thüringen, Eichsfeld) auch als Sonderfazies mit phosphoritisierten Spongien (TRÖGER & SCHUBERT 1993, TRÖGER 2000b).

Liegendgrenze: im Ruhrgebiet meist transgressiv auf paläozoischem Unterlager, nach Norden auch über glaukonitischen Sand- und Mergelsteinen des Oberalium. Dort ist sie durch einen in der Sedimentfolge erkennbaren Hiatus sowie biostratigraphisch gegen die Liegendschichten abgrenzbar. Im Salzgitterer Raum, Subherzyn und Ohmgebirge lagert die Einheit meist transgressiv auf mesozoischen Einheiten (z.B. Muschelkalk, Keuper, Neokom-Sandsteinen).

Hangendgrenze: diachron durch das Aussetzen der Glaukonitführung. Im Westteil des Ruhrgebietes reicht die Essen-Grünsand-Formation bis zur sogenannten Kalkknollen-Bank. Diese bildet das proximale Äquivalent der *plenus*-Bank, die im südlichen Münsterland die Brochterbeck-Formation abschließt, im Teutoburger Wald sowie in Teilen Niedersachsens der Hesseltal-Formation und im übrigen Niedersachsen, Schleswig-Holstein sowie in Sachsen-Anhalt der Söhlde-Formation zugehört.

Mächtigkeit: stark schwankend je nach Untergrundrelief. Mittlere Werte liegen häufig um 5 m. Im Raum Dortmund im Schacht Minister Stein 6 sind bis 17,80 m nachgewiesen (RABITZ & HEWIG 1987).

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist das Ruhrgebiet zwischen der namengebenden Stadt Essen und der Stadt Dortmund. Es ist kein Typusprofil festgelegt. Die Essen-Grünsand-Formation war durch zahlreiche, zum Teil auch gut dokumentierte Bergbau- und Tagesaufschlüsse erschlossen, die aber fast alle nicht mehr zugänglich sind. Als Referenzprofile können folgende, dauerhaft zugängliche Profile gelten: Kassenberg in Mülheim-Broich (TK 25: 4507 Mülheim / Ruhr, vgl. SCHEER & STOTTROP 1995, hier ist die sogenannte Klippenfazies erschlossen), Geologischer Garten in Bochum (TK 25: 4509 Bochum, vgl. HISS 1982, MUTTERLOSE 2003, hier ist der tiefere Teil der Essen-Grünsand-Formation erschlossen), aufgelassene Steinbrüche östlich von Fröndenberg-Frömern (TK 25: 4412 Unna, vgl. HISS 1998).

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen, Thüringen, Sachsen-Anhalt. Wesentliche Verbreitungsgebiete sind das Ruhrgebiet sowie das südliche und südwestliche Münsterland (Westfälische Tieflandsbucht und Rand der Niederrheinischen Bucht). In Thüringen (Eichsfeld) sind es der Holunger und Worbiser Graben

im Ohmgebirge. In Niedersachsen und Sachsen-Anhalt ist die Essen-Grünsand-Formation insbesondere im Raum Salzgitter verbreitet, im Subherzyn ist die Einheit oft in geringen Mächtigkeiten an der Basis der Herbram-Formation vorhanden, kartiertechnisch jedoch nicht gesondert darstellbar.

Zeitgleiche Einheiten

Die Essen-Grünsand-Formation bildet die proximale, flachmarine Fazies des transgredierenden Cenoman-Meeres (FRIEG et al. 1990, WILMSEN et al. 2005). Beckenwärts kommt es zur Verzahnung mit den Herbram-, Baddeckenstedt- und Brochterbeck-Formationen.

Alterseinstufung

Die biostratigraphische Einstufung erfolgt hauptsächlich mit Ammoniten und Belemniten (vgl. KAPLAN et al. 1998) sowie anhand von benthischen Foraminiferen (FRIEG & KEMPER 1989, FRIEG et al. 1989b, 1990). Während die Essen-Grünsand-Formation in der proximalen Randfazies im westlichen Ruhrgebiet das komplette Cenomanium umfasst, ist sie weiter östlich und nördlich auf tiefere Abschnitte des Cenomanium beschränkt. In ihrem distalen Bereich am östlichen Haarstrang und in der Paderborner Hochfläche umfasst sie lediglich das tiefste Untercentomanium, während darüber im höheren Untercentomanium bereits Herbram-Formation und Wamel-Member der Baddeckenstedt-Formation vorhanden sind. Im Raum Salzgitter, im Subherzyn und im Ohmgebirge ist die Essen-Grünsand-Formation ebenfalls meist auf das tiefere Untercentomanium beschränkt.

Verschiedenes

Abgrenzungsprobleme: Geringmächtige glaukonitische Basissedimente der Herbram-Formation sind ein nicht kartierbares Äquivalent der Essen-Grünsand-Formation.

Literatur

BÄRTLING (1921), FRIEG & KEMPER (1989), FRIEG et al. (1989b, 1990), HISS (1982, 1998), KAPLAN et al. (1998), KUKUK (1938), MUTTERLOSE (2003), RABITZ & HEWIG (1987), ROEMER (1854), SCHEER & STOTTROP (1995), STROMBECK (1857), TRÖGER (2000b), TRÖGER & SCHUBERT (1993), WILMSEN (2003), WILMSEN et al. (2005)

(3) Herbram-Formation (Taf. 1, Fig. 2; Abb. 6, 7)

HISS, M., KAPLAN, U. & WILMSEN, M.

Ableitung des Namens: nach dem zur Stadt Lichtenau auf der Paderborner Hochfläche gehörenden Dorf Herbram (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: Plänerkalk-Gruppe, Untere Plänerkalk-Untergruppe

Erstbeschreibung: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Oberalbium und Untercentomanium

Synonyme: Tourtia (pars, z.B. STROMBECK 1857), Cenoman-Mergel (STILLE 1903, und in zahlreichen geologischen Karten), Eingangsfolge (KARPE 1973), Bemeroder Fazies, Bemeroder Schichten (BERTRAM & KEMPER 1971, KEMPER 1984)

Beschreibung

Lithologie: Nur im Beckenzentrum an der Basis dunkelgraue, mergelige Tonsteine (Bemerode-Member), darüber und in den Profilen der Beckenränder durch Matrixglaukonit grau bis grünlichgrau gefärbte, z.T. siltige Ton- bis Kalkmergelsteine mit einzelnen dünnen, z.T. knollig-bioklastischen Mergelkalkstein-Bänken. In marginalen Profilen an der Basis z.T. sandig und glaukonitisch und / oder mit geringmächtigem Transgressionskonglomerat (diese sind ein geringmächtiges, nicht separat kartierbares Äquivalent der Essen-Grünsand-Formation).

Untergeordnete Einheiten: Bemerode-Member = dunkelgraue, mergelige Tonsteine in vollständigen Profilen im Beckenzentrum in Niedersachsen und im nördlichen Münsterland, wird von einem Transgressionshorizont von den höheren (cenomanen) Teilen der Formation abgetrennt.

Dieser Transgressionshorizont der Herbram-Formation s.str. wird auch als *ultimus* / *Aucellina*-Event bezeichnet (ERNST et al. 1983). Eine Inoceramenschill-reiche Entwicklung etwa in der Mitte der Einheit ist unter dem Begriff „*Inoceramus*“ *crippsi*-Event bekannt.

Liegendgrenze: Im Beckenzentrum lagert das Bemerode-Member konkordant auf Flammenmergel (Oberalbium) und äquivalenten Sedimenten. In Bohrlochmessungen ist das Bemerode-Member durch eine deutliche Einschnürung in den Kurven der Widerstands- und Eigenpotential-Logs von den liegenden Schichten abzugrenzen (KEMPER 1984, NIEBUHR et al. 1999), ohne dieses Hilfsmittel ist eine Abgrenzung schwierig. In manchen Regionen tritt die Herbram-Formation konkordant über den Grünsanden der Essen-Grünsand-Formation auf. An den Beckenrändern lagert die Herbram-Formation mit Schichtlücke und basalem Transgressionshorizont (einem geringmäch-

tigen Äquivalent der Essen-Grünsand-Formation) auf verschiedenen mesozoischen Formationen.

Hangendgrenze: erstes Auftreten von mehreren Dezimeter mächtigen Mergelkalkstein-Bänken der Baddeckenstedt-Formation. Die Hangendgrenze ist z.T. graduell und diachron.

Mächtigkeit: Im Bereich der Typuslokalität, am östlichen Rand des Münsterländer Kreidebeckens, beträgt die mittlere Mächtigkeit 30-40 m (FRIEDLEIN 2004). Im Beckenzentrum, wo das basale Bemerode-Member mit maximal 40 m entwickelt ist, erreicht die Herbram-Formation ca. 50-60 m.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusprofil ist der aufgelassene Steinbruch Renneke in Lichtenau-Herbram (TK 25: 4319 Lichtenau, vgl. FRIEDLEIN 2004: 75). Dort sind etwa 12 m aus dem mittleren bis höheren Teil der Herbram-Formation erschlossen. Das komplette Profil ist durch die etwa 5 km südwestlich der Typuslokalität stehende Bohrung Grundsteinheim 1/99 erschlossen (36,30 m Ton- und Kalkmergelstein sowie an der Basis 2,60 m sandig-glaukonitischer, in tonigen Sandstein übergehender Tonmergelstein, vgl. FRIEDLEIN 2004: 134). Referenzprofil für Südost-Niedersachsen (Salzgitterer Raum) ist die gekernte Bohrung Konrad 101 (vgl. NIEBUHR et al. 2001). Hier erreicht die Herbram-Formation 25,40 m.

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen, Bremen, Hamburg, Niedersachsen, Sachsen-Anhalt, Brandenburg. Die Herbram-Formation ist in der westfälischen Kreide nur im nördlichen Münsterland, entlang des Teutoburger Waldes und der Paderborner Hochfläche sowie aus Tiefbohrungen im zentralen Münsterland bekannt. Im südlichen Münsterland und Ruhrgebiet sowie am Haarstrang wird sie durch die Essen-Grünsand-Formation vertreten. In Niedersachsen und Sachsen-Anhalt ist sie im Subherzyn nachgewiesen (z.B. NIEBUHR et al. 2001). Im nördlichen Brandenburg ist die Herbram-Formation in der Bohrung Gransee 1/63 nachgewiesen (TRÖGER & ULBRICH, unveröff. Bericht 1985). Über die weitere Verbreitung der Einheit im tieferen Untergrund Norddeutschlands (Schleswig-Holstein, Mecklenburg-Vorpommern) liegen keine gesicherten Kenntnisse vor.

Zeitgleiche Einheiten

Die Herbram-Formation wird in den Randbereichen des norddeutschen Kreidebeckens durch die Essen-Grünsand-Formation vertreten. Zum Teil vorkommende geringmächtige glaukonitische Basissedimente der Herbram-Formation sind ein distales Äquivalent der Essen-Grünsand-Formation, die aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit nicht gesondert dargestellt werden können.

Alterseinstufung

Die Herbram-Formation wird mittels Inoceramen, Ammoniten, Belemniten und Mikrofaunen (FRIEG & KEMPER 1989, KAPLAN et al. 1998, NIEBUHR et al. 1999) sowie Event- (ERNST et al. 1983) und Sequenzstratigraphie (WILMSEN 2003) datiert. Die in den beckenwärtigen Profilen vollständig entwickelte Herbram-Formation umfasst den Zeitabschnitt vom höchsten Oberalbium bis Untercenomanium. Allerdings datiert lediglich der basale Abschnitt des Bemerode-Members nach Ostrakoden noch in das Oberalbium (NIEBUHR et al. 1999), während der überwiegende Teil der Herbram-Formation und alle Profile außerhalb des Beckenzentrums ausschließlich dem Untercenomanium zuzuordnen sind und i.W. die *Mantelliceras mantelli*-Zone umfassen.

Verschiedenes

Environment: Innenschelfsedimente eines weiten Epikontinentalmeeres, z.T. in geschützter Position (Buchten und zwischen Inseln) abgelagert (z.B. WILMSEN et al. 2005).

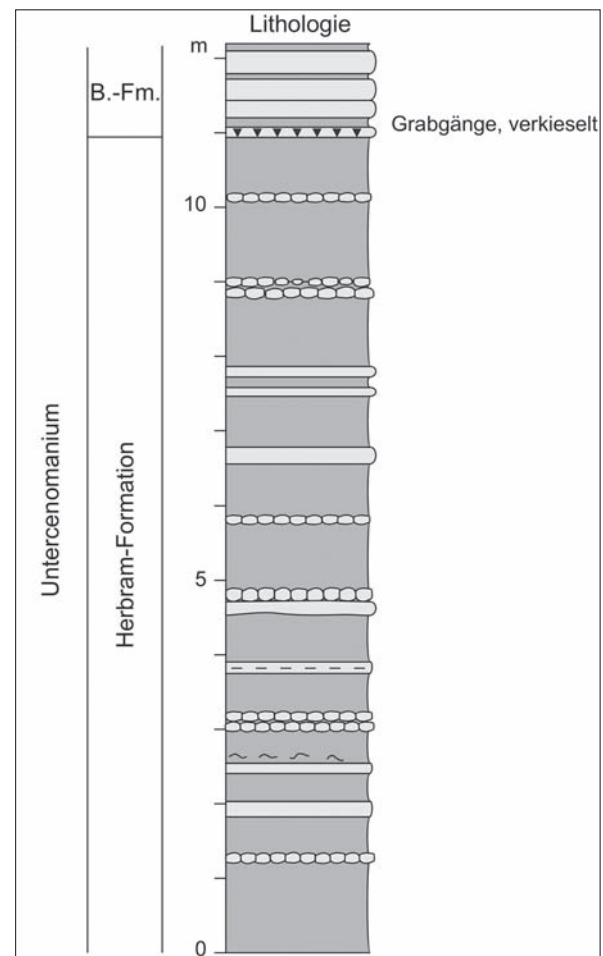


Abb. 6. Profil der (3) Herbram-Formation an der Typuslokalität im aufgelassenen Steinbruch Renneke in Lichtenau-Herbram, Nordrhein-Westfalen, mit Anschluss der hangenden (4) Baddeckenstedt-Formation (Profilaufnahme U. KAPLAN, Jan. 2005).

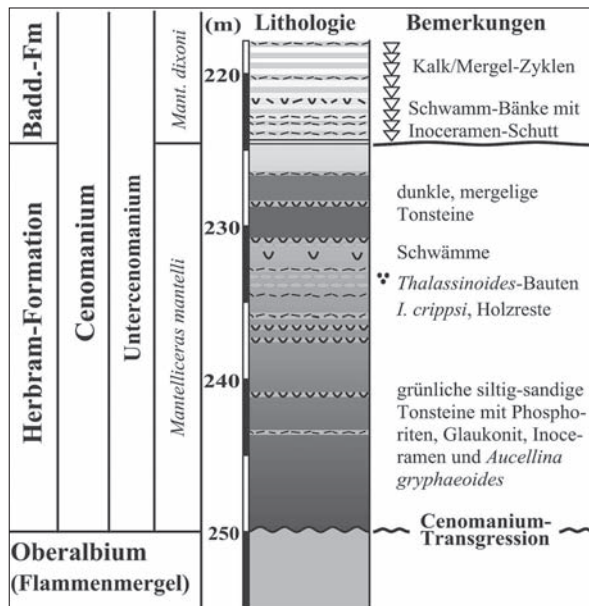


Abb. 7. Referenzprofil der (3) Herbram-Formation in der Bohrung Konrad 101 bei Salzgitter, Niedersachsen, auf Flammenmergeln des Oberalbium und mit Anschluss der hangenden (4) Baddeckenstedt-Formation (nach NIEBUHR et al. 2001).

Literatur

BERTRAM & KEMPER (1971), FRIEG & KEMPER (1989), FRIEDLEIN (2004), ERNST et al. (1983), KAPLAN et al. (1998), KARPE (1973), KEMPER (1984), NIEBUHR et al. (1999, 2001), STROMBECK (1857), WILMSEN (2003), WILMSEN et al. (2005)

(4) Baddeckenstedt-Formation (Abb. 8)

WILMSEN, M. & HISS, M.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft Baddeckenstedt zwischen Hildesheim und Goslar (Niedersachsen)

Übergeordnete Einheiten: Plänerkalk-Gruppe, Untere Plänerkalk-Untergruppe

Erstbeschreibung: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Untercenomanium und Mittelcenomanium

Synonyme: Varians-Pläner oder Varians-Schichten, Cenoman-Pläner oder Plänerkalke, *rotomagensis*-Schichten (STROMBECK 1857, STILLE 1903, EISENLOHR 1980, und in zahlreichen geologischen Karten), Plattige Mergelkalkfolge (KARPE 1973)

Beschreibung

Lithologie: im Dezimeter-Bereich rhythmisch gebankte Wechselfolge von grauen Kalkmergelsteinen und hellgrauen mergeligen Kalksteinen, meist sehr fossilreich und bioturbat.

Untergeordnete Einheiten: Wamel-Member = stark spiculitisches, proximales Äquivalent der Formation. Die rhythmische Bankung ist dort zugunsten von mehreren Dezimeter bis Meter mächtigen, kieseligen, z.T. Flint-führenden, stark bioturbaten Mergelkalkstein-Bänken mit dünneren Kalkmergelstein-Zwischenlagen verschoben.

Im Sinne von Bänken sind folgende Leithorizonte zu verstehen: Sponge Beds = Schwamm- und Inoceramenschill-reiche Schichten nahe der Basis der Formation (ERNST & REHFELD 1997); *Schloenbachia / virgatus*-Event = vier bis sechs sehr karbonatische Kalk / Mergel-Bankpaare mit einem Massenaufreten von *Inoceramus ex gr. virgatus* (ERNST et al. 1983, WILMSEN, eingereicht); *primus*-Event: = fossilreicher Belemniten-Horizont (ERNST et al. 1983, WILMSEN et al. 2007).

Liegendgrenze: konkordanter und diachroner Übergang von den Kalkmergelsteinen der Herbram-Formation (ohne, bzw. nur mit einzelnen, dünnen Mergelkalkstein-Einlagerungen), bzw. den glaukonitischen Sandmergel- und Mergelsteinen der Essen-Grünsand-Formation.

Hangendgrenze: konkordanter und diachroner Übergang zu den Mergelkalk- und Kalksteinen der Brochterbeck-Formation mit nur wenigen dünnen Kalkmergelstein-Zwischenlagen.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit beträgt am Typusprofil in Baddeckenstedt etwa 24 m. Sie kann bis über 80 m ansteigen (z.B. Wunstorf bei Hannover). Das Wamel-Member erreicht am östlichen Haarstrang und in der Paderborner Hochfläche (Münsterland) bis zu 70 m (SKUPIN 1989).

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusprofil ist der aufgelassene Steinbruch am südlichen Hang des Raster Berges, am NW-Rand des namensgebenden Ortes Baddeckenstedt, TK 25: 3927 Ringelheim (WILMSEN & NIEBUHR 2002, WILMSEN 2004). Referenzprofil ist der ebenfalls aufgelassene Steinbruch Wunstorf, ca. 20 km westlich von Hannover an der Autobahn A 2 gelegen, TK 25: 3522 Wunstorf (WILMSEN 2003). Referenzprofil für das Wamel-Member ist das Straßenprofil entlang der Hermann-Kätelhöhn-Straße oberhalb der Kirche von Wamel, Gemeinde Möhnesee, TK 25: 4515 Hirschberg.

Verbreitung

Schleswig-Holstein, Bremen, Hamburg, Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen, Sachsen-Anhalt, Brandenburg. Im Münsterländer Kreidebecken ist die Baddeckenstedt-Formation vom östlichen Ruhrgebiet an nach Osten und Norden verbreitet und tritt auch im

Untergrund auf. Vom Haarstrang bis zur Paderborner Hochfläche wird sie durch das Wamel-Member vertreten. Von Niedersachsen bis Sachsen-Anhalt (Subherzyn) sowie in Brandenburg ist die Einheit oberflächlich bzw. im Untergrund weit verbreitet. Es existieren keine gesicherten Erkenntnisse darüber, ob die Baddeckenstedt-Formation auch im tieferen Untergrund von Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern verbreitet ist.

Zeitgleiche Einheiten

Essen-Grünsand-Formation als proximale Randfazies, z.T. auch Herbram- und Brochterbeck-Formation.

Alterseinstufung

Die biostratigraphische Einstufung erfolgt hauptsächlich mit Inoceramen und Ammoniten sowie mikrostratigraphisch mittels benthischer und planktischer Foraminiferen. Event-, zylo- und sequenzstratigraphische Gliederungen sowie Isotopen-Untersuchungen liegen ebenfalls vor (z.B. WILMSEN 2003, 2007a). Es existieren zahlreiche stratigraphische Arbeiten, Literatur-Übersichten finden sich in Stratigraphische Kommission Deutschlands (2000) und WILMSEN et al. (2005). Mittels höchstauflösender multistratigraphischer Einstufungen sind weitreichende Korrelationen auf Bankniveau möglich.

Verschiedenes

Environment: orbital gesteuerte Mittelschelf-Sedimente eines offenen Epikontinentalmeeres (cf. WILMSEN et al. 2005).

Fossilien: besonders Inoceramen, Ammonoideen, Schwämme, Brachiopoden und Echiniden sind häufig.

Abgrenzungsprobleme: Die Liegendgrenze zur Herbram- und Essen-Formation und die Hangendgrenze zur Brochterbeck-Formation sind graduell, verlaufen diachron und sind von der paläogeographischen Position abhängig.

Literatur

EISENLOHR (1980), ERNST & REHFELD (1997), ERNST et al. (1983), KARPE (1973), SKUPIN (1989), WEGNER (1926), WILMSEN (2003, 2004), WILMSEN & NIEBUHR (2002), WILMSEN et al. (2005)

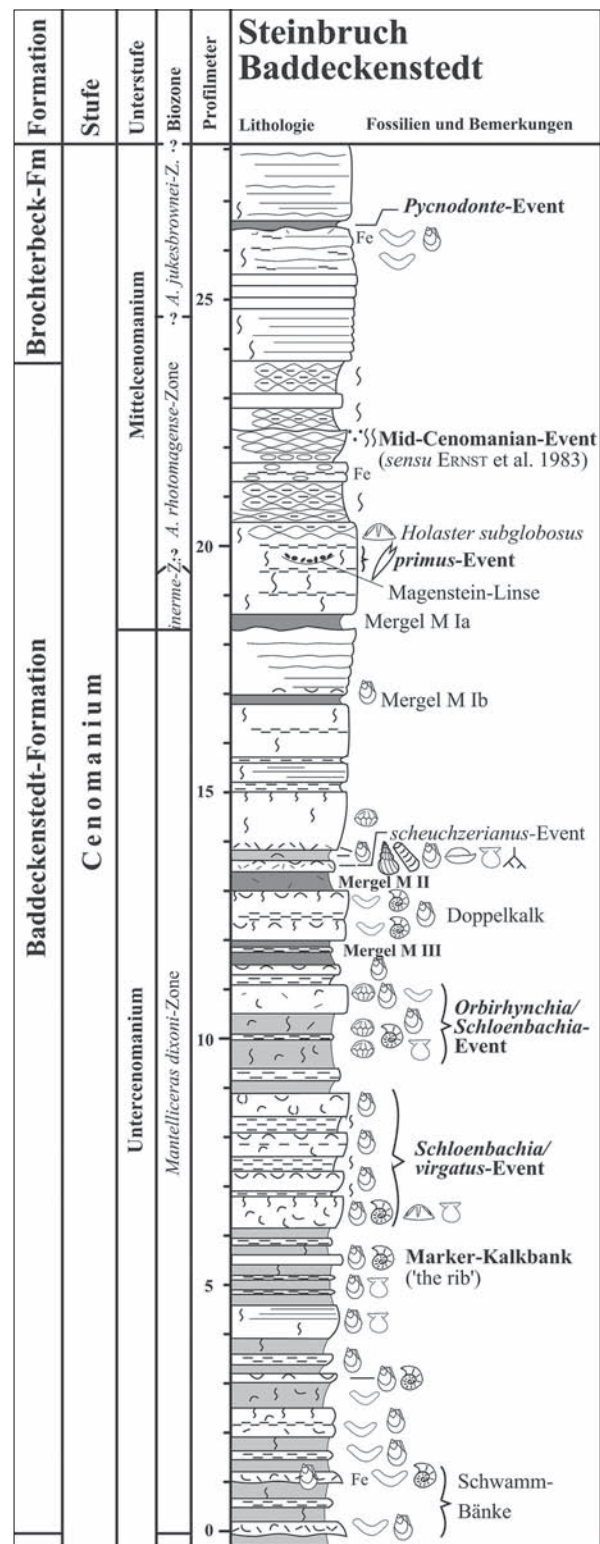


Abb. 8. Profil der (4) Baddeckenstedt-Formation an der Typuslokalität im aufgelassenen Steinbruch am Südhang des Raster-Berges in Baddeckenstedt, Niedersachsen, mit Anschluss der hangenden (5) Brochterbeck-Formation (nach WILMSEN & NIEBUHR 2002).

(5) Brochterbeck-Formation

(Taf. 1, Fig. 1; Taf. 2, Fig. 2; Abb. 4, 5)

HISS, M., KAPLAN, U. & WILMSEN, M.

Ableitung des Namens: nach einem Stadtteil von Tecklenburg (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: Plänerkalk-Gruppe, Untere Plänerkalk-Untergruppe

Erstbeschreibung: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Untercenomanium bis Obercenomanium

Synonyme: Arme Rhotomagensis-Schichten (oder -Kalke) (STROMBECK 1857), Cenoman-Kalk (STILLE 1903, und in vielen geologischen Karten), Bankige Kalksteinfolge (KARPE 1973)

Beschreibung

Lithologie: Fossilärmer, flaseriger oder gebankter hellgrauer bis weißer, splittiger Kalkstein.

Untergeordnete Einheiten: Ascheloh-Member = un- deutlich gebankte, hellgraue Flaserkalksteine mit mäßiger Fossilführung (Flaserkalkstein-Folge von HISS 1989), untererer Abschnitt der Brochterbeck-Formation. Hoppenstedt-Member = gebankte, feinkörnige, häufig stylolithische, hellgraue bis weiße, äußerst fossilarme Kalksteine (Coccolithenkalkstein-Folge von HISS 1989), oberer Abschnitt der Brochterbeck-Formation.

Im Sinne einer Bank ist das *Pycnodonte*-Event zu verstehen, ein Austern-führender, mergeliger Leit- horizonz (ERNST et al. 1983, WILMSEN & VOIGT 2006), der häufig die beiden Member der Brochterbeck-Formation trennt.

Liegendgrenze: Wechsel von der rhythmisch ge- bankten Kalkmergel- / Kalkstein-Wechselfolge der Baddeckenstedt-Formation zu undeutlich gebankten Flaserkalksteinen. In Bohrlochmessungen ist dies im Anstieg von Widerstands- und Schalllaufzeit-Werten sowie einer Abnahme und nur gering schwankenden Gamma-Werten zu erkennen. In einigen proximalen Profilen, insbesondere im südlichen Münsterland, bildet die „Rauhe Bank“ an der Basis des Ascheloh- Members einen markanten Grenzhorizont. Im östlichen Ruhrgebiet wird die Brochterbeck-Formation zum Teil auch von der Essen-Grünsand-Formation unterlagert.

Hangendgrenze: Es folgen die Büren-Formation (im zentralen und südlichen Münsterland), die Hesseltal-Formation (im nördlichen und östlichen Münsterland und teilweise in Niedersachsen) sowie die Söhlde-Formation (im östlichen Niedersachsen und in Sachsen-Anhalt). Der sogenannte Fazieswechsel

(„Faziesgrenze“ sensu ERNST et al. 1983) zu den Sedi- menten der Hesseltal-Formation (schwarze oder bunte Mergel- und Mergelkalksteine), zu den roten Sedi- menten der Söhlde-Formation bzw. zu den grünlich- grauen Kalkmergelsteinen der Büren-Formation ist mit dem Aussetzen der hellen bis weißen Kalksteine sehr scharf. In Bohrungen ist der Fazieswechsel durch einen abrupten Anstieg im Eigenpotential-Log ober- halb von SP-Peak 9 erkennbar (NIEBUHR et al. 1999, 2001). Er ist auch in Gamma- und Sonic-Logs immer klar zu erkennen. Im südlichen Münsterland wird die sogenannte Kalkknollen-Bank, ein proximales Äquivalent der Schichten vom Fazieswechsel bis zur *plenus*-Bank, aus kartiertechnischen Gesichtspunkten der Brochterbeck-Formation zugeschlagen.

Mächtigkeit: in Niedersachsen und Sachsen-Anhalt sehr einheitlich mit 15-20 m (WILMSEN 2007b). Im nördlichen Münsterland werden größere Mächti- gkeiten erreicht, ca. 60 m am Typusprofil in Brochter- beck (vgl. KAPLAN 1995) und im Raum Halle-Ascheloh mehr als 100 m. Im dortigen aufgelassenen Steinbruch Gödecke (ehemals Mindener Asphalt-Mischwerke) hat das Ascheloh-Member eine Mächtigkeit von ca. 65-70 m und das Hoppenstedt-Member 37-40 m.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusprofil für die gesamte Brochterbeck-Formation ist der aufgelassene Steinbruch Wallmeyer in Teck- lenburg-Brochterbeck (TK 25: 3712 Ibbenbüren, vgl. KAPLAN 1995). Typusprofil für das Ascheloh-Member ist der aufgelassene Steinbruch der Mindener Asphalt- Mischwerke in Halle-Ascheloh (TK 25: 3916 Halle / Westf., vgl. KAPLAN et al. 1998). Typusprofil für das Hoppenstedt-Member ist der aufgelassene Steinbruch der ehemaligen Kalkwerke Nordharz in Hoppenstedt (TK 25: 4029 Vienenburg, vgl. HORNA 1996, WILMSEN & WOOD 2004). Referenzprofil für den Salzgitterer Raum ist der aufgelassene Steinbruch am Ortsrand von Baddeckenstedt bei Hildesheim (TK 25: 3927 Ringelheim).

Verbreitung

Schleswig-Holstein, Bremen, Hamburg, Nordrhein- Westfalen, Niedersachsen, Sachsen-Anhalt, Branden- burg. Die Brochterbeck-Formation tritt nur am Rand des Münsterländer Kreidebeckens, am Nordrand der Mittelgebirge sowie auf Helgoland zutage, ist aber in weiten Teilen Norddeutschlands im Untergrund erbohrt worden.

Zeitgleiche Einheiten

Essen-Grünsand-Formation (oberer Teil, nur im west- lichen Ruhrgebiet), zum Teil auch die Baddeckenstedt- Formation.

Alterseinstufung

Biostratigraphie: Die Einstufung erfolgt hauptsächlich nach Inoceramen und Ammoniten sowie mikrostratigraphisch mittels benthischer und planktischer Foraminiferen. Die Brochterbeck-Formation umfasst den Zeitraum vom obersten Untercenomanium bis Obercenomanium. Die Liegendgrenze der Brochterbeck-Formation ist stark diachron, abhängig von der paläogeographischen Position: In distalen Bereichen beginnt sie bereits im höheren Untercenomanium (obere *Mantelliceras dixoni*-Zone), in randlichen Profilen erst mit dem *Pycnodonte*-Event im höchsten Mittelcenomanium (z.B. WILMSEN & VOIGT 2006), dann fehlt meist das Ascheloh-Member. In vielen Profilen beginnt die Brochterbeck-Formation kurz oberhalb des sogenannten Mid-Cenomanian Events (sensu ERNST et al. 1983), einer weit verbreiteten Diskontinuitätsfläche im Mittelcenomanium. Die Hangendgrenze (der Fazieswechsel) ist isochron im mittleren Obercenomanium (an der Wende *Calycoceras guerangeri*- zur *Metoicoceras geslinianum*-Zone). Nur wo in proximalen Bereichen aus kartiertechnischen Gründen das Intervall vom Fazieswechsel bis zur *plenus*-Bank der Brochterbeck-Formation zugeschlagen werden muß, verspringt die Grenze leicht.

Event-, zyklus- und sequenzstratigraphische Gliederungen sowie Isotopen-Untersuchungen liegen ebenfalls vor (z.B. ERNST et al. 1983, WILMSEN 2003). Es existieren zahlreiche stratigraphische Arbeiten, Literatur-Übersichten finden sich in Stratigraphische Kommission Deutschlands (2000) und WILMSEN et al. (2005).

Verschiedenes

Environment: orbital gesteuerte, pelagische Außenschelfsedimente (Nannofossil-Mikrite) eines offenen Epikontinentalmeeres.

Abgrenzungsprobleme: Die Liegendgrenze zur Baddeckenstedt-Formation ist häufig graduell, die Hangendgrenze ist scharf (vgl. WILMSEN et al. 2005).

Literatur

ERNST et al. (1983), HISS (1989), HORNA (1996), KAPLAN (1995), KAPLAN et al. (1998), Karpe (1973), NIEBUHR et al. (1999), Stille (1903), WILMSEN (2003, 2007a, b), WILMSEN & VOIGT (2006), WILMSEN & WOOD (2004), WILMSEN et al. (2005)

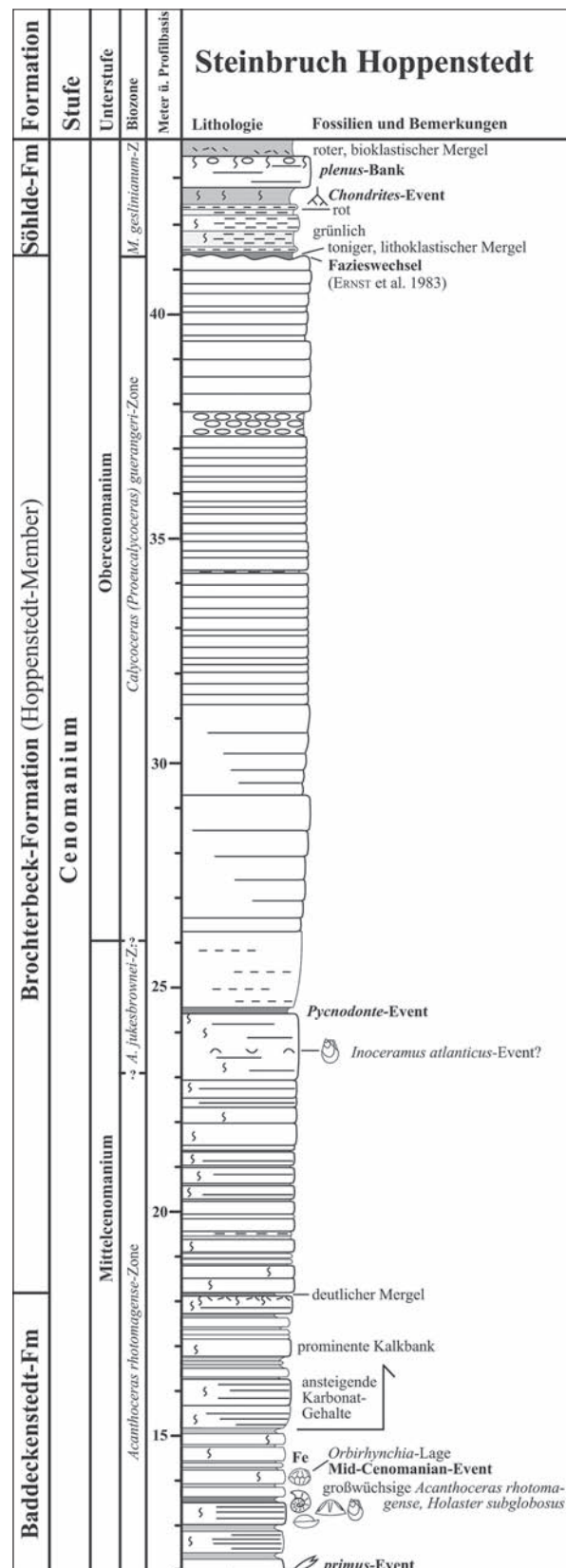


Abb. 9. Profil der (5) Brochterbeck-Formation an der Typuslokalität des Hoppenstedt-Members im aufgelassenen Steinbruch der ehemaligen Kalkwerke Nordharz in Hoppenstedt, Sachsen-Anhalt, mit Abschnitten der liegenden (4) Baddeckenstedt- und hangenden (8) Söhle-Formation (nach WILMSEN & WOOD 2004).

Obere Plänerkalk-Untergruppe (Abb. 5)

WIESE, F., HISS, M., KAPLAN, U., VOIGT, S. & WILMSEN, M.

Übergeordnete Einheiten: Plänerkalk-Gruppe

Erstbeschreibung: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Obercenomanium bis Unterconiacium

Synonyme: Obere Pläner (STROMBECK 1857)

Beschreibung

Lithologie: überwiegend Kalk-, Mergelkalk- und Kalkmergel-Wechselfolgen mit roten und weißen knolligen Kalksteinen, hellgrauen, roten und weißen, gebankten Mergelkalksteinen („Plänerkalke“) und (Kalk-)Mergelsteinlagen. Untergeordnet kommen bunte, dunkelgraue oder schwarze, teils blättrige Mergelsteine („Schwarzschiefer“ = Black Shales des Oceanic Anoxic Events OAE II), glaukonitische Mergel-, Sandmergel- und Kalksandsteine (Grünsande) sowie Schreibkreide-ähnliche Sedimente vor. Die Gesteine zeigen u.a. Intraklasten-Horizonte, Rinnenstrukturen variabler Dimensionen, Slumpings und karbonatische Tempestite, selten treten lokal Hartgründe auf.

Untergeordnete Einheiten: Hesseltal-Formation, Büren-Formation, Söhlde-Formation, Lengerich-Formation, Wüllen-Formation, Oerlinghausen-Formation, Salder-Formation und Erwitte-Formation.

Liegendgrenze: abrupter farblicher und lithologischer Übergang von hellen Kalksteinen der Brochterbeck-Formation der Unteren Plänerkalk-Untergruppe zu roten Mergelsteinen der Söhlde-Formation oder „Schwarzschiefern“ der Hesseltal-Formation. Dieser lithologische Wechsel erfolgt meist am überregional verfolgbaren „Fazieswechsel“ (ERNST et al. 1983) im Obercenomanium an der Wende von der *Calycoceras guerangeri*- zur *Metoicoceras geslinianum*-Zone. In Bohrungen ist der Fazieswechsel durch einen abrupten Anstieg im Eigenpotential-Log oberhalb von SP-Peak 9 erkennbar (NIEBUHR et al. 1999). Er ist auch in Gamma- und Sonic-Logs immer klar zu erkennen. Lokal im Münsterländer Kreidebecken (proximale Faziesbereiche) reicht die Untere Plänerkalk-Gruppe jedoch bis über die *plenus*-Bank resp. die Kalkknollen-Bank hinauf. Dann kann das Überlager durch die Büren-Formation gebildet werden.

Hangendgrenze: Aussetzen der letzten Plänerkalk-Bänke, Einsetzen der tonig dominierten Emscher-Formation.

Mächtigkeit: Die mittlere Mächtigkeit der Oberen Plänerkalk-Untergruppe schwankt stark, da sie vom Untergrundrelief und von der Beckenposition abhän-

gig ist. In Niedersachsen erreicht sie ca. 240 m in einem synthetisierten Profil aus Söhlde-, Salder- und Erwitte-Formation. Maximale Mächtigkeiten von ca. 450-500 m sind im Raum Lengerich (Nordrhein-Westfalen) zu erwarten.

Verbreitung

Schleswig-Holstein, Bremen, Hamburg, Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen, Brandenburg, Sachsen-Anhalt, Thüringen. Die Obere Plänerkalk-Untergruppe ist im gesamten Norddeutschen Tiefland im Untergrund vorhanden. Nur an den Rändern des Münsterländer Kreidebeckens und am Fuß der Mittelgebirge in Niedersachsen und Sachsen-Anhalt tritt sie zutage, weiterhin in Helgoland. Darüber hinaus ist sie gelegentlich in Steilsätteln und Aufwölbungen im Umfeld von Salzstrukturen erschlossen.

Zeitgleiche Einheiten

Verschiedene Formationen der Elbtal-Gruppe (Dölzchen-, Oberhäslich-, Brießnitz-, Schmilka-, Oybin-, Räcknitz-, Postelwitz-, Lückendorf-, Strehlen-, Schrammstein- und Waltersdorf-Formationen) sind mit der Oberen Plänerkalk-Untergruppe zeitgleich.

Alterseinstufung

Die Alterseinstufung erfolgt biostratigraphisch mit Inoceramen und Ammoniten (ERNST et al. 1983, KAPLAN 1986, KAPLAN & KENNEDY 1996), untergeordnet werden benthische und planktische Foraminiferen genutzt. Ein event-, isotope- und tephrostratigraphisches Gerüst (WRAY et al. 1995, WRAY & WOOD 1995, VOIGT & HILBRECHT 1997, WIESE et al. 2000, WIESE & KAPLAN 2001, WIESE et al. 2004) gewährleistet eine hochauflösende feinstratigraphische Gliederung innerhalb der Biozonen.

Verschiedenes

Environment: Schelf-Sedimente einer transgressiv-regressiv-Abfolge eines Meeresspiegel-Zyklus 2. Ordnung.

Sequenzstratigraphie: Die Grau-Weiße Wechselfolge an der Basis der Erwitte-Formation repräsentiert vermutlich den Meeresspiegel-Höchststand (maximum flooding interval).

Literatur

ERNST et al. (1983), KAPLAN & KENNEDY (1996), KAPLAN (1986), STROMBECK (1857), VOIGT & HILBRECHT (1997), WIESE & KAPLAN (2001), WIESE et al. (2000, 2004), WRAY & WOOD (1995), WRAY et al. (1995)

(6) Hesseltal-Formation

(Taf. 2, Fig. 2; Abb. 4, 10, 11, 13, 14)

HISS, M., KAPLAN, U. & WIESE, F.

Ableitung des Namens: nach dem Hesseltal bei Halle (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: Plänerkalk-Gruppe, Obere Plänerkalk-Untergruppe

Erstbeschreibung: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Obercenomanium und Unterturonium

Synonyme: Rotpläner (in Westfalen, z.B. STILLE 1904, SKUPIN 1989), Schwarzschiefer-Fazies (ERNST & SCHMID 1979), Schwarzweiße Wechselfolge (MEYER 1990), Schwarzbunte Wechselfolge (KAPLAN et al. 1998)

Beschreibung

Lithologie: In der Hesseltal-Formation werden schwarzbunte (= Schwarzschiefer) und rot gefärbte (= Rotpläner) Sedimente zusammengefasst, die sich lateral vertreten können: Dunkelgraue bis schwarze, z.T. auch grünlichgraue und untergeordnet rotbraune tonige Mergelsteine, wechsellagernd mit grünlichgrauen und weißen bis weißgrauen Kalkstein- oder Mergelkalkstein-Bänken sowie selten mit gelblichen oder rötlichen Mergelkalksteinen, charakterisieren den bisher als Schwarzbunte Wechselfolge, Schwarzweiße Wechselfolge oder Schwarzschiefer bekannten Teil der Formation. In Westfalen kommen in Teilbereichen ausschließlich blassrote Mergelsteine mit Mergelkalksteinlagen ohne Schwarzschiefer vor (Rotpläner, sh. das Liegende der Wüllen-Formation in Abb. 14), die allerdings nie die Mächtigkeit wie in der Söhlde-Formation in Niedersachsen und Sachsen-Anhalt haben.

Untergeordnete Einheiten: Die 0,30 bis 1 m mächtige *plenus*-Bank tritt wie in der Söhlde-Formation im unteren Teil der Hesseltal-Formation auf und ermöglicht eine Korrelation zwischen beiden Formationen. Die *plenus*-Bank entspricht dem SP-Peak 10 in den aus vielen Bohrungen Norddeutschlands vorliegenden Eigenpotential-Logs (NIEBUHR et al. 1999).

Liegendgrenze: scharfer „Fazieswechsel“ am Top der hellen Kalksteine der Brochterbeck-Formation (Wende *Calycoceras guerangeri*- zu *Metoicoceras geslinianum*-Zone). In Bohrungen ist der Fazieswechsel durch einen abrupten Anstieg im Eigenpotential-Log oberhalb von SP-Peak 9 erkennbar. Er ist auch in Gamma- und Sonic-Logs immer klar zu erkennen.

Hangendgrenze: an der Typuslokalität am Top der Schwarzschiefer, oberhalb der letzten markanten

Schwarzschiefer-Lage. Etwa 11 m darübertritt nochmals eine einzelne dünne Schwarzschiefer-Lage („Top Black Shale“ in Abb. 10, 15) auf, die allerdings in der Büren-Formation liegt. Dort, wo die Hesseltal-Formation im Münsterländer Kreidebecken durch vorwiegend rot oder rot und grau gefärbte Sedimente vertreten wird, liegt die Hangendgrenze am Top des (meist geringmächtigen) Rotpläners.

Mächtigkeit: Die mittlere Mächtigkeit liegt im Teutoburger Wald um 15 m, im Typusprofil bei ca. 17 m und im Raum Lengerich bei ca. 21 m (LEHMANN 1999). Im südöstlichen Teil des Münsterländer Kreidebeckens geht sie deutlich zurück. Die maximale Mächtigkeit ist derzeit aus der Forschungsbohrung Wunstorf bei Hannover mit 26,50 m bekannt.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Das Typusprofil liegt im Steinbruch DIMAC im Hesseltal in Halle (Westfalen), Ortsteil Hesseln (TK 25: 3916 Halle, vgl. KAPLAN & SCHMID 1983, KAPLAN et al. 1998). Weitere Referenzprofile: Lengerich, Dykerhoff Zementwerke AG, Bohrung Wunstorf bei Hannover, Hannover-Misburg (HPCF II, heute weitgehend verschüttet, untere Partien noch aufgeschlossen). Die gekernte Forschungsbohrung Wunstorf bei Hannover ist im IODP-Kernlager in Bremen eingelagert.

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen, Schleswig-Holstein. Die Hesseltal-Formation ist im Münsterländer Kreidebecken insbesondere in der östlichen Hälfte verbreitet und tritt an dessen Rand vom nördlichen Münsterland bis zur östlichen Paderborner Hochfläche zutage. In Niedersachsen kommt sie in Salzstruktur-Randsenken im Raum um Hannover vor (z.B. bei Wunstorf und Misburg).

Zeitgleiche Einheiten

Die in Niedersachsen und Sachsen-Anhalt deutlich stärker und mit größerem zeitlichen Umfang als in Westfalen ausgeprägten Rotpläner werden dort in die Söhlde-Formation einbezogen.

Alterseinstufung

Die Hesseltal-Formation reicht vom höheren Obercenomanium (*M. geslinianum*-Zone) bis in das tiefere Unterturonium (basale *M. nodosoides*-Zone). Die Schwarzschiefer der Hesseltal-Formation repräsentieren das weltweit nachgewiesene und mittels $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven korrelierbare Oceanic Anoxic Event OAE II (HILBRECHT & HOEFS 1986, VOIGT et al. 2007). Die biostratigraphische Einstufung erfolgt mit Ammoniten, Inoceramen und untergeordnet mit planktonischen Foraminiferen.

Verschiedenes

Die Hesseltal-Formation dünnt im südöstlichen Westfalen aus. Zunächst fehlen rot- oder schwarz gefärbte Sedimente oberhalb der *plenus*-Bank, dort beginnt die Büren-Formation meist mit einem Hiatus unmittelbar über dieser Bank. Wo die Mergelstein-Folge unter der *plenus*-Bank ausdünnt, ist kartiertechnisch keine Abtrennung der Hesseltal-Formation mehr möglich. Die bis weit nach Westen in das Ruhrgebiet verfolgbare und in Tiefbohrungen nachgewiesene, zum Teil als knollige Kalksteinbank entwickelte *plenus*-Bank (sogenannte Kalkknollen-Bank) wird dort mit den lithologisch ähnlichen Kalksteinen der unterlagernden Brochterbeck-Formation zusammengefasst. In Niedersachsen (Schneeberg bei Dörnten, Sackmulde) und Schleswig-Holstein (Helgoland) treten lokal sehr geringmächtige, der Hesseltal-Formation entsprechende Sedimente auf, die aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit in geologischen Karten nicht gesondert dargestellt werden und der Söhle-Formation zugeschlagen werden.

Literatur

HILBRECHT & HOEFS (1986), HILBRECHT & DAHMER (1994), KAPLAN et al. (1998), KAPLAN & SCHMID (1983), LEHMANN (1999), MEYER (1990), NIEBUHR et al. (1999), SKUPIN (1989), STILLE (1904), VOIGT et al. (2007)

(7) Büren-Formation

(Taf. 1, Fig. 5; Taf. 2, Fig. 2; Abb. 11)

HISS, M., KAPLAN, U. & WIESE, F.

Ableitung des Namens: nach der Stadt Büren am Südrand des Münsterländer Kreidebeckens (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: Plänerkalk-Gruppe, Obere Plänerkalk-Untergruppe

Erstbeschreibung: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Obercenomanium (?), Unterturonium

Synonyme: *Mytiloides*-Mergel (STILLE 1903), *labiatus*-Mergel, *labiatus*-Schichten (z.B. HISS 1989), Grüngraue Wechselfolge (FRIEG et al. 1989a, KAPLAN 1991)

Beschreibung

Lithologie: grünlichgrauer, im westlichen Ruhrgebiet zum Teil auch weißer Kalkmergelstein, am Top vereinzelte Lagen mit Mergelkalkstein-Knollen, insbesondere im tieferen Teil häufig mit *Mytiloides*-Schill. Untergeordnet und meist nur lokal treten nahe der

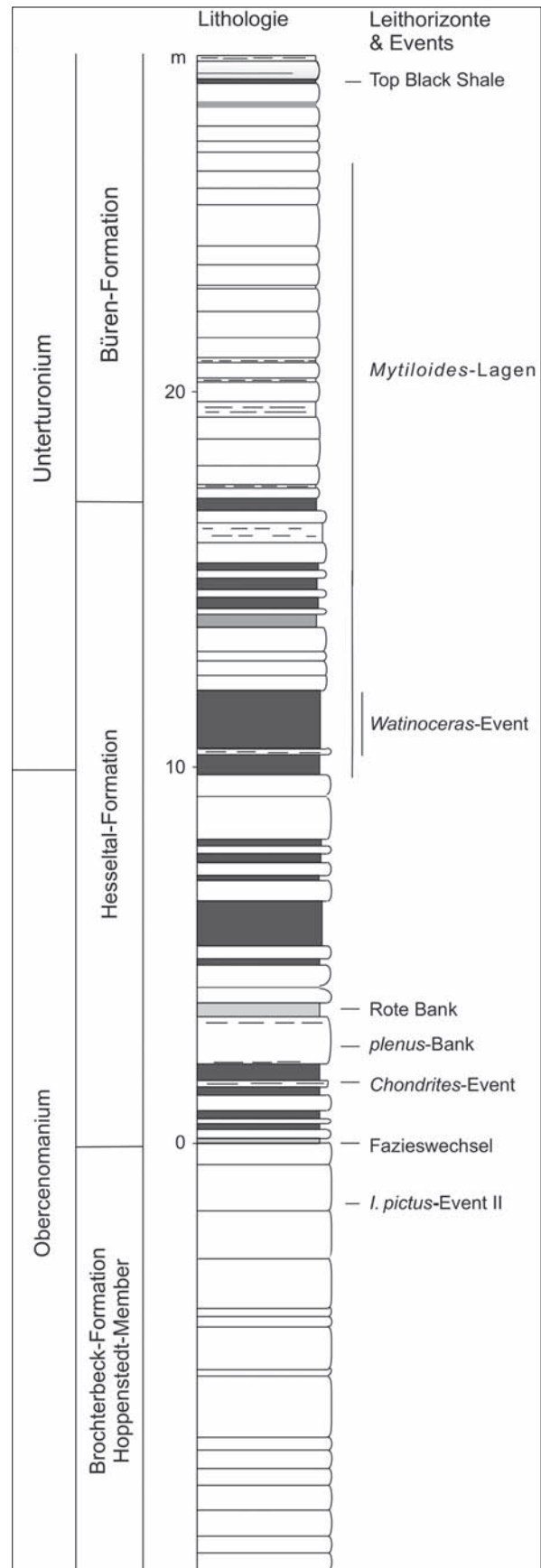


Abb. 10. Profil der (6) Hesseltal-Formation an der Typuslokalität in Halle-Hesseltal, Nordrhein-Westfalen, mit Abschnitten der liegenden (5) Brochterbeck- und hangenden (7) Büren-Formation (nach KAPLAN et al. 1998).

Basis auch Rotfärbungen auf. In randlichen Profilen des südwestlichen Ruhrgebietes z.T. leicht sandige, glaukonitische Mergelsteine.

Untergeordnete Einheiten: keine

Liegendgrenze: im Teutoburger Wald und im Südosten der Paderborner Hochfläche über der letzten markanten Schwarzschieferlage der Hesseltal-Formation oder dem Aussetzen von Rotplänern. Im Süden und im Zentrum des Münsterländer Kreidebeckens (in Teilen der Paderborner Hochfläche, am Haarstrang, im Ruhrgebiet) lagert sie unmittelbar der dort zur Brochterbeck- oder Essen-Grünsand-Formationen gerechneten *plenus*-Bank bzw. Kalkknollen-Bank auf.

Hangendgrenze: erstes Auftreten fester, markanter Kalksteinbänke an der Basis der Oerlinghausen-Formation, in Randprofilen mit Grünsand (= Basis Bochum-Grünsand-Member).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit beträgt im Typusprofil ca. 20 m und kann nach SKUPIN (1989) im Raum Wünenberg bis auf 60 m ansteigen.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist der Südrand des Münsterländer Kreidebeckens am östlichen Haarstrang, insbesondere im Raum der namensgebenden Stadt Büren. Typusprofil ist der aufgelassene Steinbruch Burania am ehem. Bahnhof Büren (TK 25: 4417 Büren, vgl. HISS 1989, HISS et al. 1998). Weitere Referenzprofile befinden sich bei Warstein-Allagen (TK 25: 4515 Hirschberg, vgl. KAPLAN 1992) sowie in Halle (TK 25: 3916 Halle, vgl. KAPLAN 1992).

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen. Die Büren-Formation ist im gesamten Münsterländer Kreidebecken verbreitet und auch im tieferen Untergrund in Bohrungen nachgewiesen, im Westen allerdings in stark reduzierter Mächtigkeit.

Zeitgleiche Einheiten

Zeitgleich zur Büren-Formation sind der unterer Teil der Söhlde-Formation in Niedersachsen und Sachsen-Anhalt und der untere Teil der Lengerich- sowie Wüllen-Formation in Nordrhein-Westfalen.

Alterseinstufung

Die biostratigraphische Einstufung erfolgt vorzugsweise mit Inoceramen und Ammoniten, untergeordnet mit planktischen Foraminiferen. Die Büren-Formation umfasst das Unterturonium. Ihre Basis liegt im Teutoburger Wald und nach bisheriger Kenntnis auch in den meisten Profilen des Verbreitungsgebiets im tieferen Teil des Unterturonium. Im Typusprofil Büren begin-

nt sie bereits im Cenomanium / Turonium-Grenzbereich, wobei die untersten Dezimeter dieses Profils vermutlich noch dem Obercenomanium zugeordnet werden müssen. $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven und Eventstratigraphie ermöglichen eine hochauflösende Korrelation mit zeitgleichen Schichten anderer Formationen.

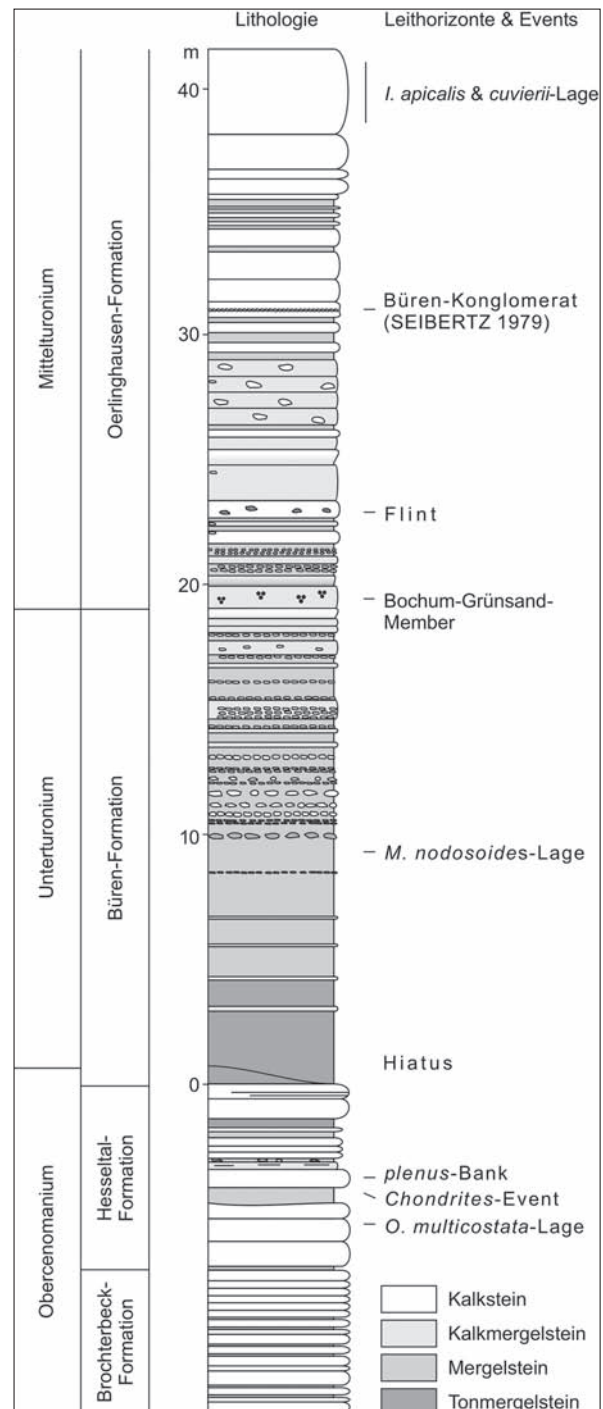


Abb. 11. Profil der (7) Büren-Formation an der Typuslokalität im aufgelassenen Steinbruch Burania in Büren, Nordrhein-Westfalen, mit Abschnitten der liegenden (5) Brochterbeck- und hangenden (11) Oerlinghausen-Formation.

Verschiedenes

In Bohrlochmessungen hebt sich die Büren-Formation meist deutlich durch höhere Gamma- sowie niedrigere Widerstandswerte von den angrenzenden Einheiten ab.

Literatur

FRIEG et al. (1989A), HISS (1989), HISS et al. (1998), KAPLAN (1991, 1992), STILLE (1903)

(8) Söhlde-Formation

(Taf. 1, Fig. 1; Taf. 2, Fig. 4; Abb. 4, 12)

WIESE, F., HISS, M. & VOIGT, S.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft Söhlde bei Salzgitter (Niedersachsen)

Übergeordnete Einheiten: Plänerkalk-Gruppe, Obere Plänerkalk-Untergruppe

Erstbeschreibung: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Obercenomanium bis Oberturonium

Synonyme: In Niedersachsen und Sachsen-Anhalt entspricht die Söhlde-Formation etwa den Rotplänen bzw. den *labiatus*-Schichten (= Rothe Brongniarti-Schichten sensu STROMBECK 1857) und den *lamarcki*-Schichten (= Weisse Brongniarti-Schichten sensu STROMBECK 1857), wie sie traditionell in der geologischen Landesaufnahme verwendet werden.

Beschreibung

Lithologie: extrem heterogene Kalk- und Mergelsteine mit engräumigen lateralen Lithofazies-Übergängen. Typisch sind rote und weiße knollige Kalksteine, rote und weiße gebankte Mergelkalksteine (Plänerkalke) und Kalk / Mergel-Wechselfolgen, Mergelsteinlagen und blättrige Mergelsteinpakete mit dünnen Kalkstein-Bänkchen im cm-Bereich. Vereinzelt kommen schwarze oder graue Mergelsteine sowie seltene Flintlagen vor. Die Sedimente weisen häufig Intraklasten-Horizonte und Rinnenstrukturen variabler Dimensionen auf. Fossilschutt vorwiegend aus Inoceramen-Schalen kann in Lagen angereichert sein.

Untergeordnete Einheiten: Die traditionellen Gliederungen in Untere, Mittlere und Obere Rotplänen sind nur im Typusprofil Söhlde-Loges erkennbar und bekommen daher keinen Member-Status.

Markante Bänke mit Leitcharakter sind die *plenus*-Bank (SP-Peak 10 im Eigenpotential-Log), die Weiße Grenzbank (SP-Peak 13, Leitbank 25 bei KARPE 1973) sowie die Tuffhorizonte T_C, T_{C2} und T_D.

Liegendgrenze: scharf markierter „Fazieswechsel“ am Top der hellen Kalksteine der Brochterbeck-Formation (Wende *Calycocheras guerangeri*- zu *Metoicoceras geslinianum*-Zone). In Bohrungen ist der Fazieswechsel durch einen abrupten Abfall im Eigenpotential-Log oberhalb von SP-Peak 9 erkennbar (NIEBUHR et al. 1999).

Hangendgrenze: diachron durch das Einsetzen massiger, weißer Kalksteine der Salder-Formation und das Aussetzen von flaserigen, knolligen Kalksteinen.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Söhlde-Formation unterliegt in Abhängigkeit vom Paläorelief starken Schwankungen. Aufgeschlossen sind im Steinbruch Söhlde-Loges ca. 45 m, und in der Bohrung Quedlinburg wurden ca. 80 m erbohrt.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist der Raum um Söhlde bei Salzgitter. Typusprofil ist der Steinbruch der Firma Loges in Söhlde (Lesser Mulde, TK 25: 3827 Lebenstedt-West). Zahlreiche Referenzprofile der Steinbruch-Firmen Loges und Damman erschließen in der Typusregion alle typischen Lithologien.

Verbreitung

Schleswig-Holstein, Bremen, Hamburg, Niedersachsen, Brandenburg, Sachsen-Anhalt. Die Plänerkalk-Gruppe ist im gesamten Norddeutschen Tiefland verbreitet und dort flächenhaft im Untergrund vorhanden. Aufschlüsse der Söhlde-Formation finden sich in Niedersachsen und Sachsen-Anhalt.

Zeitgleiche Einheiten

Büren-, Oerlinghausen-, Lengerich- und Wüllen-Formationen des Münsterländer Kreidebeckens. In ihrem tiefsten Abschnitt verzahnt sich die Söhlde-Formation lateral mit der Hesseltal-Formation.

Alterseinstufung

Die biostratigraphische Gliederung erfolgt mit Inoceramen sowie eventstratigraphisch (ERNST et al. 1983, 1998, WIESE et al. 2000). Die Söhlde-Formation reicht vom Obercenomanium bis in das Oberturonium. Das event- und isotopestratigraphische Gerüst (VOIGT & HILBRECHT 1997) ermöglicht die zweifelsfreie Applikation der in Westfalen etablierten Ammoniten-Stratigraphie (KAPLAN 1986, KAPLAN & KENNEDY 1996) in Niedersachsen und Sachsen-Anhalt. Die Tufflagen T_C, T_{C2} und T_D ermöglicht eine überregionale Korrelation nach England (WRAY & WOOD 1995).

Verschiedenes

In Bohrlochmessungen ist der deutlichste Markerhorizont der SP-Peak 13, der der Weißen Grenzbank

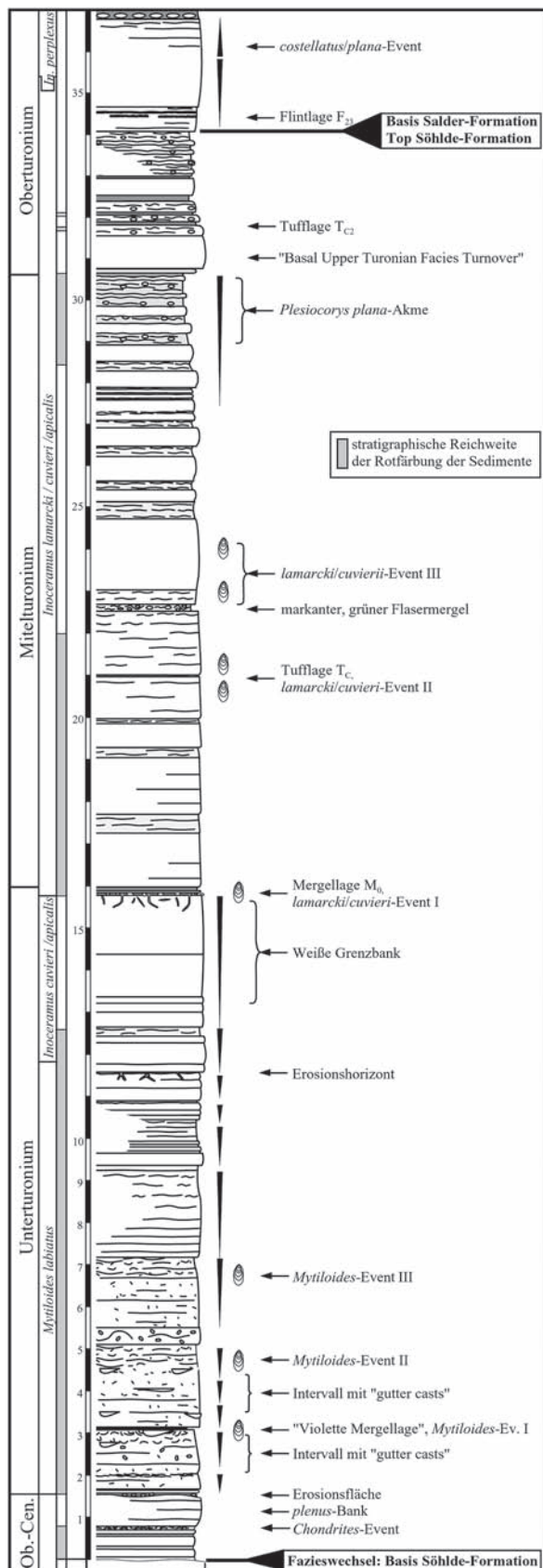


Abb. 12. Profil der (8) Söhlde-Formation an der Typuslokalität im aufgelassenen Steinbruch der Firma Loges in Söhlde bei Salzgitter, Niedersachsen, mit Abschnitt der hangenden (12) Salder-Formation.

zuzuordnen ist und überregionale Korrelationen ermöglicht (vgl. BALDSCHUHN & JARITZ 1977, NIEBUHR et al. 1999, 2001). Die Weiße Grenzbank hat auch in den Oerlinghausen- und Lengerich-Formationen Leitcharakter.

Literatur

BALDSCHUHN & JARITZ (1977), ERNST et al. (1998), KAPLAN & KENNEDY (1996), KAPLAN (1986), KARPE (1973), NIEBUHR et al. (1999, 2001), STROMBECK (1857), VOIGT & HILBRECHT (1997), WIESE et al. (2000), WRAY & WOOD (1995)

(9) Lengerich-Formation (Taf. 1, Fig. 3; Abb. 13)

HISS, M., KAPLAN, U. & WIESE, F.

Ableitung des Namens: nach der Stadt Lengerich (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: Plänerkalk-Gruppe, Obere Plänerkalk-Untergruppe

Erstbeschreibung: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Unterturonium bis Unterconiacium

Synonyme: *labiatus*-Schichten, *lamarcki*-Schichten, Scaphiten- und *schloenbachi*-Schichten (THIERMANN 1970), untere und obere Kalk-Mergel-Wechselfolge (KAPLAN 1992)

Beschreibung

Lithologie: Wechselfolge aus gebankten Kalkmergel- und Mergelkalksteinen.

Untergeordnete Einheiten: Die Einheit ist merkmalsarm. Neben einigen eventstratigraphischen Leithorizonten (Tuff T_D) tritt als markante Bank lediglich die Weiße Grenzbank in geringer Mächtigkeit hervor und erlaubt eine Korrelation mit dem entsprechenden Bankniveau in der Oerlinghausen- und Söhlde-Formation.

Liegendgrenze: über dem letzten dunklen Mergelstein (letzter Schwarzschiefer-Horizont) der Hesseltal-Formation.

Hangendgrenze: Teilweise ist über der Lengerich-Formation eine vorwiegend aus Mergelkalksteinen bestehende Abfolge erkennbar, die der Erwitte-Formation zugeordnet werden kann. Teilweise hebt sich aber auch diese nicht markant ab, sodass die Hangendgrenze der Lengerich-Formation diachron bis zu den Ton- und Kalkmergelsteinen der Emscher-Formation zu ziehen ist.

Mächtigkeit: Die Lengerich-Formation ist im Raum Lengerich zum Teil deutlich über 300 m mächtig. Nach

THIERMANN (1970) wird sogar eine Gesamtmächtigkeit bis 400 m erreicht.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist der nördliche Teutoburger Wald zwischen Lienen und Rheine. Typuslokalität ist der Steinbrüche Hohne der Dyckerhoff AG in Lengerich (TK 25: 3813 Lengerich, vgl. KAPLAN 1992, 1998).

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen. Die Lengerich-Formation ist nur im nordöstlichen Münsterland verbreitet und tritt in den Höhenzügen des nördlichen Teutoburger Waldes etwa zwischen Bad Iburg und Rheine zutage.

Zeitgleiche Einheiten

Es bestehen im mittleren Teutoburger Wald laterale Faziesübergänge zu den zeitgleichen und besser gliederbaren Einheiten der Oberen Plänerkalk-Untergruppe: Büren-, Oerlinghausen-, Salder- und Erwitte-Formation. Im nordwestlichen Münsterland entsprechen die Schreibkreide-artigen Gesteine der Willen-Formation zeitlich der Lengerich-Formation.

Alterseinstufung

Die biostratigraphische Einstufung erfolgt hauptsächlich mit Inoceramen und Ammoniten (KAPLAN 1986, 1991, KAPLAN & KENNEDY 1996). Das event- und isopenstratigraphische Gerüst (KAPLAN 1992, 1998, WIESE & KAPLAN 2001, WIESE et al. 2004) ermöglicht die Korrelation mit den zuvor genannten Formationen.

Verschiedenes

Die Lengerich-Formation repräsentiert einen distalen, beckenwärtigen und mehr oder weniger monoton entwickelten Faziesbereich innerhalb der Oberen Plänerkalk-Untergruppe, in dem keine Unterscheidung der Büren-, Oerlinghausen, Salder- und teilweise der Erwitte-Formation möglich ist.

Literatur

KAPLAN (1986, 1991, 1992, 1998), KAPLAN & KENNEDY (1996), THIERMANN (1970), WIESE & KAPLAN (2001), WIESE et al. (2004)

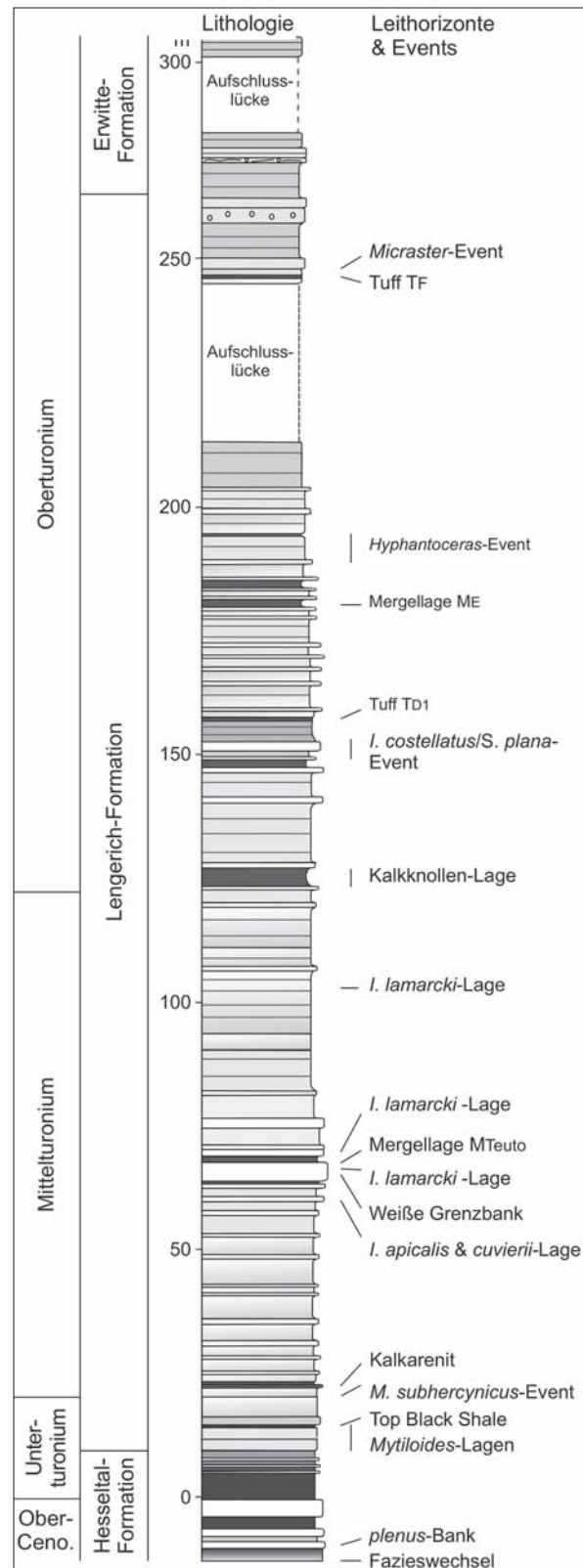


Abb. 13. Profil der (9) Lengerich-Formation an der Typuslokalität im Steinbruch Hohne der Dyckerhoff-AG in Lengerich, Nordrhein-Westfalen, mit der liegenden (6) Hesselal- und Abschnitten der (5) Brochterbeck- und hangenden (13) Erwitte-Formation (nach KAPLAN 1992, KAPLAN & WIESE 2000, WIESE & KAPLAN 2004).

(10) Wüllen-Formation (Abb. 14)

HISS, M., KAPLAN, U. & WIESE, F.

Ableitung des Namens: nach der zur Stadt Ahaus gehörenden Ortschaft Wüllen am Nordwestrand des Münsterländer Kreidebeckens (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: Plänerkalk-Gruppe, Obere Plänerkalk-Untergruppe

Erstbeschreibung: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Unterturonium bis Unterconiacium

Synonyme: Galeriten-Fazies, Galeritenschichten (LÖSCHER 1910, BÄRTLING 1913, BENTZ 1930), *Conulus*-Fazies, *Conulus*-Schichten (vgl. HISS 1997)

Beschreibung

Lithologie: Weiße, grauweiße oder gelblichweiße, Schreibkreide-artige, schwach verfestigte Kalksteine oder Mergelkalksteine, mit Hartgrundlagen jedoch ohne Flinte.

Untergeordnete Einheiten: keine

Liegendgrenze: über der hier in Rotpläner-Fazies entwickelten Hesselal-Formation.

Hangendgrenze: Über die Ausbildung der Hangendgrenze liegen nur wenige Informationen vor. Mit einem fließenden Übergang wird die Wüllen-Formation von Ton- und Kalkmergelsteinen der Emscher-Formation überlagert (vgl. HISS 1997).

Mächtigkeit: Im Typusprofil sind ca. 40 m erschlossen. Nach HISS (1997) erreicht die Wüllen-Formation eine Maximalmächtigkeit von etwa 100 m.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusprofil ist der gut untersuchte, heute nicht mehr zugängliche aufgelassene Steinbruch des ehemaligen Kalkwerkes Hollekamp in Ahaus-Wüllen (TK 25: 3907 Ottenstein).

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen. Die Wüllen-Formation ist nur im Nordwest-Münsterland zwischen Ochtrup und Weseke verbreitet.

Zeitgleiche Einheiten

Es bestehen laterale Faziesübergänge nach Nordosten zur Lengerich-Formation sowie nach Südosten zur Büren-, Oerlinghausen-, Salder- und Erwitte-Formationen.

Alterseinstufung

Die Wüllen-Formation beginnt nach biostratigraphischen Datierungen mit Inoceramen und Ammoniten im Unterturonium. Auch die Zeitabschnitte Mittel- und Oberturonium sind durch Ammoniten und

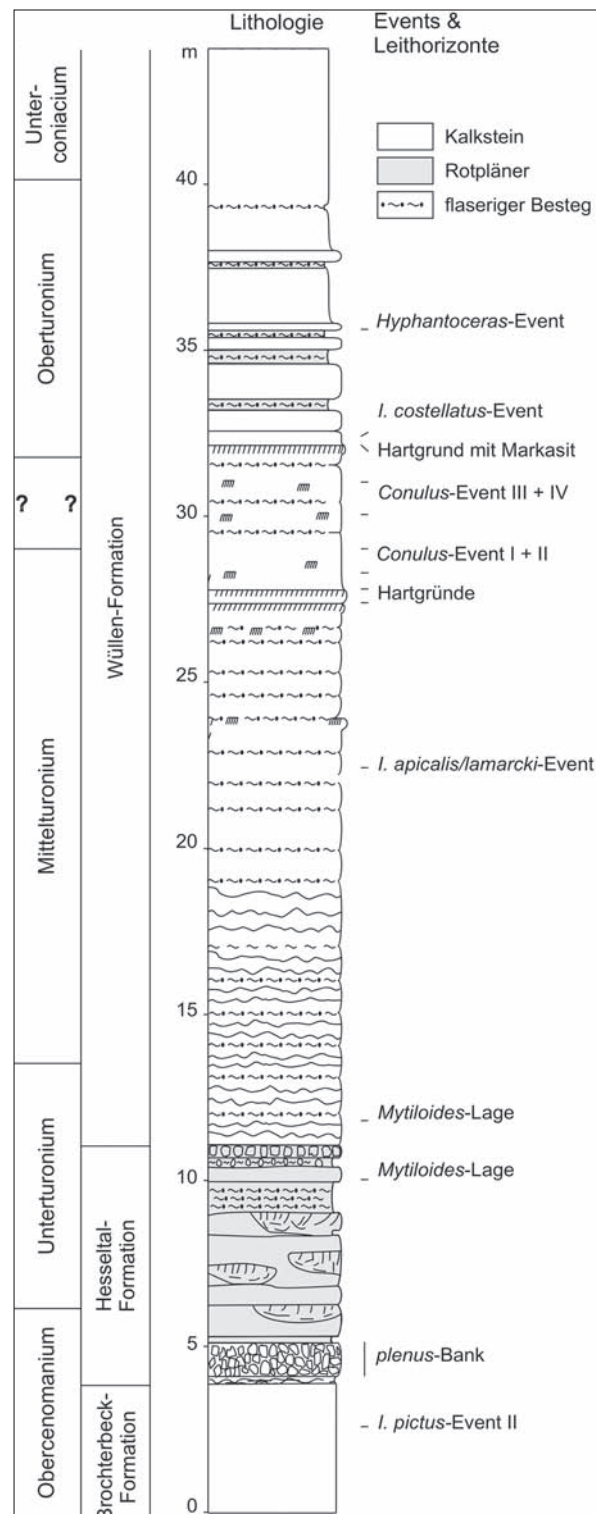


Abb. 14. Profil der (10) Wüllen-Formation an der Typuslokalität im aufgelassenen und gefluteten Steinbruch Hollekamp in Ahaus-Wüllen, Nordrhein-Westfalen, mit der liegenden (6) Hesselal-Formation in Rotpläner-Fazies und Abschnitten der (5) Brochterbeck-Formation (nach ERNST et al. 1998).

Inoceramen belegt, wohingegen das Unterconiacium bisher nur durch wenige Inoceramenfunde nachgewiesen, die genaue Reichweite aber unbekannt ist. Das eventstratigraphische Gerüst ermöglicht die Korrela-

tion der Wüllen-Formation mit den zuvor genannten Formationen (vgl. ERNST et al. 1998 mit weiteren Literaturangaben).

Verschiedenes

Von den zahlreichen Arbeiten, die sich mit der Wüllen-Formation, insbesondere mit den Verhältnissen im Typusprofil, befassen, sind insbesondere zu nennen:

Literatur

BÄRTLING (1913), BENTZ (1930), ERNST (1967), ERNST & WOOD (1992), ERNST et al. (1998), HISS (1993, 1997), KEMPER et al. (1978), LÖSCHER (1910)

(11) Oerlinghausen-Formation

(Taf. 1, Fig. 4; Abb. 4, 15)

HISS, M., KAPLAN, U. & WIESE, F.

Ableitung des Namens: nach der Stadt Oerlinghausen am Teutoburger Wald (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: Plänerkalk-Gruppe, Obere Plänerkalk-Untergruppe

Erstbeschreibung: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Mittelturonium bis Oberturonium

Synonyme: Zone des *Inoceramus Brongniarti* und *Ammonites Woollgari* (SCHLÜTER 1876), Brongniarti-pläner (z.B. STILLE 1904), *lamarcki*-Pläner (z.B. BÄRTLING 1921), *lamarcki*-Schichten (SKUPIN & SEIBERTZ 1982), Untere Plänerkalkstein-Einheit (FRIEG et al. 1989a, KAPLAN 1991)

Beschreibung

Lithologie: gebankte hellgraue Mergelkalksteine mit Zentimeter- bis mehrere Dezimeter mächtigen Mergelstein-Zwischenlagen, im Südwesten des Münsterländer Kreidebeckens an der Basis mit sandigen, glaukonitischen Kalkmergelsteinen (Bochum-Grünsand-Member).

Untergeordnete Einheiten: Das Bochum-Grünsand-Member ist mit bis zu 14 m Mächtigkeit vor allem im Ruhrgebiet ausgeprägt (RABITZ & HEWIG 1987). Dort repräsentiert es zum Teil die komplette Oerlinghausen-Formation. Weiter östlich am Haarstrang dünnt es stark aus.

Eine markante Bank bildet die sogenannte Weiße Grenzbank. Sie besteht aus weißen bis hellgrauen Mergelkalksteinen ohne nennenswerten Mergelstein-Zwischenlagen und hat auch in den Söhlde- und Lengerich-Formationen Leitcharakter.

Liegendgrenze: im Südwesten des Münsterländer Kreidebeckens durch die Basis des Bochum-Grünsand-Member gut zu erkennen. Dort, wo dieses nicht

entwickelt ist, ist die Basis durch den etwas fließenden Übergang von den Kalkmergelsteinen der Büren-Formation zu den in der Oerlinghausen-Formation vorherrschenden Mergelkalksteinen gekennzeichnet.

Hangendgrenze: Übergang in die weißgrauen Mergelkalksteine der Salder-Formation. Der lithologische Wechsel ist etwas fließend und leicht diachron, durch das Aussetzen der Mergelstein-Zwischenlagen meist aber gut zu erkennen. Im Typusprofil wird sie wenig unterhalb des Oerlinghausen-Flints (unterhalb von Tuff T_D) gezogen. In Bohrlochmessungen ist diese Grenze durch die zurückgehende Schwankungsbreite in Gamma-, Widerstands- oder Sonic-Messungen gut erkennbar (vgl. FRIEG et al. 1989a). Im Ruhrgebiet folgt teilweise unmittelbar auf dem Bochum-Grünsand-Member das Soest-Grünsand-Member der Salder-Formation. Eine Trennung beider Grünsand-Horizonte ist dort nur an gut dokumentierten Profilen möglich.

Mächtigkeit: am Typusprofil 80 m, sonst 50-80 m. Im Ruhrgebiet ist das Bochum-Grünsand-Member häufig nur um 10 m mächtig.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusprofil ist der aufgelassene Steinbruch der Bielefelder Hartsteinwerke Ernst Haßler GmbH & Co. KG, ehemals O. Foerth KG, in Oerlinghausen am Teutoburger Wald (TK 25: 4017 Brackwede).

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen. Die Oerlinghausen-Formation ist auf das Münsterländer Kreidebecken begrenzt.

Zeitgleiche Einheiten

Die Oerlinghausen-Formation leitet im mittleren Teutoburger Wald nördlich von Borgholzhausen in die Fazies der Lengerich-Formation über und ist von dort bis in das nördliche Münsterland nicht als eigenständige Einheit abgrenzbar. Ebenso fehlt diese Formation im nordwestlichen Münsterland und wird dort durch die Wüllen-Formation vertreten. In Niedersachsen und Sachsen-Anhalt sind Teile der Söhlde-Formation zeitgleich.

Alterseinstufung

Die Oerlinghausen-Formation beginnt im Grenzbereich Unter- / Mittelturonium und reicht bis in das tiefe Oberturonium. Die Alterseinstufung erfolgt biostratigraphisch hauptsächlich mit Inoceramen und Ammoniten (WRAY et al 1995, WIESE et al. 2004) und ermöglicht die zweifelsfreie Korrelation der Profile.

Literatur

BÄRTLING (1921), FRIEG et al. (1989a), KAPLAN (1986, 1991), RABITZ & HEWIG (1987), SCHLÜTER (1876), STILLE (1904), SCHLÜTER (1876), SKUPIN & SEIBERTZ (1982), VOIGT et al. (2007), WIESE et al. (2004), WRAY et al. (1995)

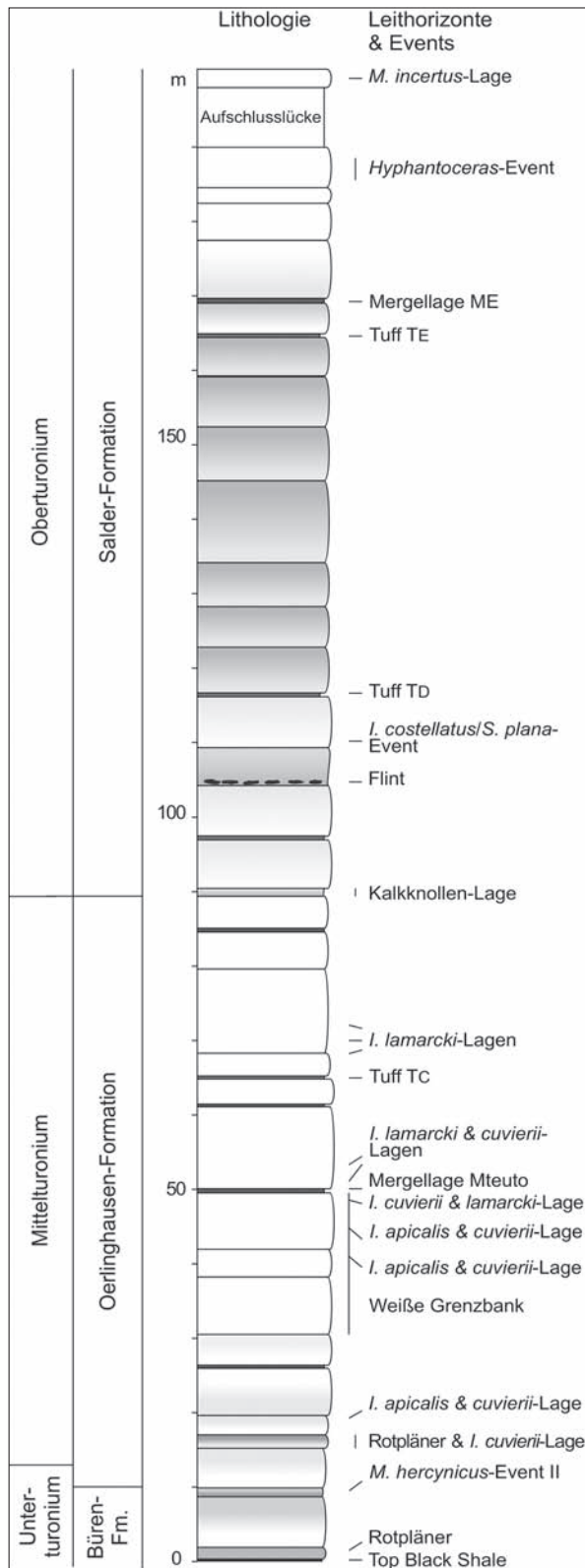


Abb. 15. Profil der (11) Oerlinghausen-Formation an der Typuslokalität im Steinbruch des Bielefelder Hartsteinwerks Ernst Hassler in Oerlinghausen, Nordrhein-Westfalen, mit Abschnitten der liegenden (7) Büren- und hangenden (12) Salder-Formation.

(12) Salder-Formation (Taf. 2, Fig. 1, 3; Abb. 16)

WIESE, F., HISS, M. & VOIGT, S.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft Salder bei Salzgitter (Niedersachsen)

Übergeordnete Einheiten: Plänerkalk-Gruppe, Obere Plänerkalk-Untergruppe

Erstbeschreibung: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Oberturonium

Synonyme: Scaphiten-Schichten (STROMBECK 1857), Scaphitenpläner (STILLE 1903) (sh. Kommentare zum stratigraphischen Wert der Scaphitenschichten bei PRESCHER 1963), Grobflaserig-bankige Kalkstein-Folge (KARPE 1973), pars Lower Limestone Unit (WOOD et al. 1984), *striatoconcentricus*-Schichten (SKUPIN 1985), Weißgrauer Kalkstein, weiß-graue Kalkstein-Einheit (FRIEG et al. 1989a, KAPLAN 1991)

Beschreibung

Lithologie: vorwiegend dickbankige, weiße bis hellgraue Mergelkalksteine mit zwischengeschalteten dünnen Mergelsäumen und nur wenigen mächtigeren Ton- oder Kalkmergelsteinlagen bis 50 cm. Lagen mit knolligen Kalksteinen sind sehr selten. Einzelne Flintlagen kommen in Niedersachsen vor. In meist stark kondensierten proximalen Profilen treten in Westfalen glaukonitische Sedimente auf.

Untergeordnete Einheiten: Soest-Grünsand-Member und Rothenfelde-Grünsand-Member = stark glaukonitische, sandige Kalksteine oder glaukonitische Sandmergelsteine am Südrand des Münsterländer Kreidebeckens sowie im mittleren Teutoburger Wald (dort führt das Rothenfelde-Grünsand-Member lokal auch Trümmereisenerze).

Eventstratigraphische Leithorizonte sind im Sinne von Bänken aufzufassen: Mergellage M_E, Tuff T_{CE}, Tuff T_D, Tuff T_E, Tuff T_F, *Hyphantoceras*-Event, Micraster-Mergel.

Liegendgrenze: aufgrund erheblicher lateraler Faziesunterschiede schwierig zu definieren und regional stark diachron. Aus kartiertechnischen Erwägungen bietet sich der Umschwung von knolligen, flaserigen Mergelkalksteinen und Kalksteinen (der Söhle-Formation) zu den splittrig brechenden, hellen Kalksteinen (der Salder-Formation) an. Dieser Lithofazieswechsel ist diachron und setzt in der Typuslokalität am Isotopenpeak 3 ein (Abb. 16). In benachbarten Profilen (z.B. Flöteberg bei Othfresen, Niedersachsen) kann dieser Lithofazieswechsel erst etwas oberhalb von Tuff T_D erkannt werden. In Westfalen ist diese Grenze in Bohrlochmessungen durch die zurückgehende Schwankungsbreite in Gamma-, Widerstands- oder Sonic-Messungen gut erkennbar (vgl. FRIEG et al. 1989a).

Hangendgrenze: erste markante Mergelsteinlage der Erwitte-Formation (Einsetzen der Grau-Weißen Wechselfolge). In Salzgitter-Salder ist dies die Mergellage M 14 (WOOD & ERNST 1998).

Mächtigkeit: stark schwankend. In der Subherzynen Kreidemulde im Profi Hoppenstedt und bei KARPE (1973) wurden ca. 10-18 m gemessen, in der Bohrung Quedlinburg ca. 50 m, an der Typuslokalität Salzgitter-Salder ca. 120 m (WOOD & ERNST 1998), im Teutoburger Wald im Raum Halle ca. 65 m (KAPLAN 1991) und in der Bohrung Donar 5 im zentralen Münsterland (FRIEG et al. 1989a) ca. 35 m beobachtet. Im Teutoburger Wald im Raum Oerlinghausen steigen sie auf mehr als 110 m an. Das Soest-Grünsand-Member im südöstlichen Münsterländer Kreidebecken ist zwischen 5 und 15 m mächtig.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusprofil ist der aufgelassene Steinbruch Salzgitter-Salder (Niedersachsen, TK 25: 3827 Lebenstedt-West), im Grenzbereich zwischen Lichtenberger und Salzgitterer Höhenzug gelegen.

Verbreitung

Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen, Sachsen-Anhalt. Das Soest-Grünsand-Member kommt am Südrand des Münsterländer Kreidebeckens vom Ruhrgebiet bis zur Paderborner Hochfläche vor, während das Rothelfe-Grünsand-Member auf den mittleren Abschnitt des Teutoburger Waldes zwischen Bielefeld und Bad Iburg beschränkt ist.

Zeitgleiche Einheiten

Im nördlichen Münsterland lässt sich die Salder-Formation nicht von faziell ähnlichen Formationen der Oberen Plänerkalk-Untergruppe abtrennen. Zeitgleiche Sedimente sind dort Teil der Lengerich-Formation. Im nordwestlichen Münsterland werden die zeitgleichen, Schreibkreide-artige Sedimente der Wüllen-Formation zugeordnet. In Niedersachsen besteht in den untersten Teilen eine Verzahnung mit der Söhle-Formation.

Alterseinstufung

Die Alterseinstufung erfolgt biostratigraphisch hauptsächlich mit Inoceramen und Ammoniten (KAPLAN 1986, 1991, KAPLAN & KENNEDY 1996). Das event- und isotopestratigraphische Gerüst (VOIGT & HILBRECHT 1997, WOOD & ERNST 1998, WIESE & KAPLAN 2001, WIESE et al. 2004) ermöglicht die zweifelsfreie Korrelation und Applikation der in Westfalen etablierten Ammoniten-Stratigraphie in die streckenweise ammonitenarmen Profilen Niedersachsens und Sachsen-Anhalts. Die Tufflagen T_{C2} , T_D , T_E und T_F ermöglichen

eine überregionale Korrelation nach England (WRAY & WOOD 1995, WRAY et al. 1995).

Verschiedenes

Abgrenzungsprobleme: Im Typusprofil in Salzgitter-Salder liegt der lithologische Wechsel der Liegendgrenze etwa an der Wende Mittel- / Oberturonium

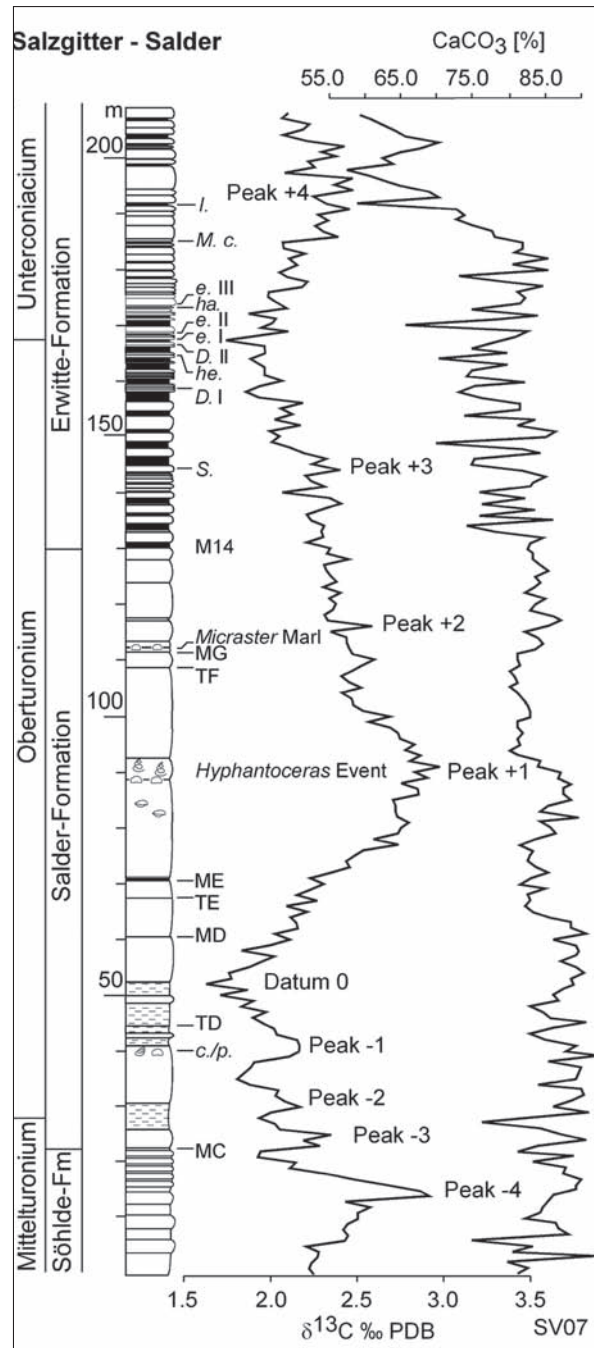


Abb. 16. Profil der (12) Salder-Formation an der Typuslokalität Salzgitter-Salder, Niedersachsen, mit Abschnitten der liegenden (8) Söhle- und hangenden (13) Erwitte-Formation. Die Karbonatgehaltskurve und die Kohlenstoff-Isotopenstratigraphie beruhen auf VOIGT & HILBRECHT (1997), die Namen der $\delta^{13}\text{C}$ -Events auf WIESE (1999) und die Bioevents sind von WOOD et al. (1984, 2004).

und korreliert mit dem „Basal Upper Turonian Facies Turnover“ sensu WIESE et al. (2004). In weniger subsidierten Arealen, z.B. bei Söhlde, dominieren zeitgleich noch Knollenkalke und Rotpläner. Dort beginnen massige Kalksteine erst über der Flintlage F₂₃. Als ergänzender Marker für das Grenzniveau kann das erste Auftreten kleinwüchsiger und sehr dünn-schaliger Inoceramen (*Inoceramus perplexus*) genutzt werden, deren auch in Bruchstücken leicht erkennbaren Schalen im Bereich des *costellatus / plana*-Events erstmals auftreten. Die regionalen Faziesdifferenzierungen führen dazu, dass die Tuffe T_{C2} und T_D je nach regionaler Entwicklung sowohl in der Söhlde wie in der Salder-Formation auftreten.

Bohrlochkorrelation: In der Umgebung von Salzgitter umfasst die Salder-Formation in Eigenpotential-Logs die SP-Peaks 16 bis 22 (NIEBUHR et al. 2001).

Literatur

FRIEG et al. (1989a), KAPLAN (1986), KAPLAN & KENNEDY (1996), KARPE (1973), NIEBUHR et al. (2001), PRESCHER (1963), SKUPIN (1985), STILLE (1903), STROMBECK (1857), VOIGT & HILBRECHT (1997), WIESE & KAPLAN, U. (2001), WIESE et al. (2004), WOOD & ERNST (1998), WRAY & WOOD (1995), WRAY et al. (1995)

(13) Erwitte-Formation

WIESE, F., HISS, M., KAPLAN, U. & VOIGT, S.

Ableitung des Namens: nach der Stadt Erwitte im Münsterland (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: Plänerkalk-Gruppe, Obere Plänerkalk-Untergruppe

Erstbeschreibung: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Oberturonium und Unterconiacium

Synonyme: *cuvieri*-Schichten (STROMBECK 1857), *cuvieri*-Pläner (STILLE 1903), Zone des *Inoceramus Schloenbachi* (WEGNER 1926), Kalkmergelstein-Mergelkalk-Wechselfolge und Sandige Kalkmergelstein-Folge (KARPE 1973), *schloenbachi*-Schichten (ARNOLD 1977, SKUPIN 1985), Grauweiße Wechselfolge, Obere Kalksteineinheit und Übergangsschichten (ERNST & SCHMID 1979, WOOD et al. 1984), Obere Plänerkalkstein-Einheit (FRIEG et al. 1989a, KAPLAN 1991)

Beschreibung

Lithologie: Im Dezimeter- bis Meterbereich wechseln gebankte, weiße bis graue Mergelkalksteine mit grauen Mergelstein-Zwischenlagen, die im unteren Teil der Einheit (Grauweiße Wechselfolge) meist bis zu mehreren Dezimetern mächtig sind. Im oberen Teil

(Obere Plänerkalkstein-Einheit, Obere Kalkstein-Einheit) treten sie deutlich seltener auf und erreichen nur Zentimeterstärke.

Untergeordnete Einheiten: Traditionell lässt sich die Erwitte-Formation vom Liegende ins Hangende in mehrere lithologische Teilabschnitte gliedern, die hiermit Member-Status erhalten: Grauweiße Wechselfolge, Obere Kalkstein-Einheit, Übergangsschichten.

Das Vienenburg-Member ist eine regionale tempestische Glaukonit-Fazies am Harly (Niedersachsen).

Liegendgrenze: Auftreten der ersten dm-dicken Mergelsteinlage, die die Basis der Grauweißen Wechselfolge definiert. In Salzgitter-Salder (Niedersachsen) ist dies die Schicht M 14 (WOOD & ERNST 1998). Im südlichen Münsterland ist ein zusätzlicher Grenzmarker das Aussetzen der Glaukonitführung oberhalb des Soest-Grünsand-Member der Salder-Formation.

Hangendgrenze: Aussetzen der Mergelkalksteinbänke der Übergangsschichten. Dies definiert gleichsam die Basis der Emscher-Formation.

Mächtigkeit: Die Erwitte-Formation erreicht in der Typusregion im Raum Erwitte im südlichen Münsterland eine Mächtigkeit von etwa 60-70 m (SKUPIN 1995). Eine repräsentative Mächtigkeit ergibt sich für den niedersächsischen Raum in Salzgitter-Salder mit ca. 80 m. KARPE (1973) gibt für die östliche Subherzyne Kreidemulde 40-50 m an.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Das Typusprofil bildet das Steinbruchareal der Erwitter Zementindustrie südöstlich der namengebenden Stadt Erwitte (TK 25: 4316 Lippstadt). Die Basis sowie die unteren Teile der Erwitte-Formation sind in den südlich an das Erwitter Gebiet anschließenden Steinbrüchen um Berge und Anröchte erschlossen. Insgesamt ist die Erwitte-Formation in dieser Region bei sich ständig ändernden Aufschlussverhältnissen großflächig und nahezu vollständig erschlossen.

Verbreitung

Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen, Sachsen-Anhalt.

Zeitgleiche Einheiten

Im nördlichen Münsterland korreliert die Erwitte-Formation mit den oberen Teilen der Lengerich-Formation. Im nordwestlichen Münsterland ist die Erwitte-Formation nicht entwickelt; zeitgleiche, Schreibkreideartige Sedimente werden dort der Wüllen-Formation zugeordnet.

Alterseinstufung

Die biostratigraphische Einstufung erfolgt hauptsächlich mit Inoceramen und Ammoniten (KAPLAN 1986,

1991, KAPLAN & KENNEDY 1996, WALASZCZYK & WOOD 1999). Die Erwitte-Formation setzt im Oberturonium ein und umfasst das komplette Unterconiacium. Das event- und isopenstratigraphische Gerüst (VOIGT & HILBRECHT 1997, WOOD & ERNST 1998) ermöglicht die zweifelsfreie Korrelation und Applikation der in Westfalen etablierten Ammoniten-Stratigraphie in die streckenweise ammonitenarmen Profile Niedersachsens und Sachsen-Anhalts. Inoceramen-Events im Turonium / Coniacium-Grenzbereich ermöglichen eine hochauflösende, überregionale Korrelation (WALASZCZYK & WOOD 1999). In den aus vielen Bohrungen Norddeutschlands vorliegenden Eigenpotential-Logs entspricht die Erwitte-Formation dem Abschnitt zwischen den SP-Peaks 23 und 26 (NIEBUHR et al. 1999).

Verschiedenes

Die Erwitte-Formation repräsentiert einen progressiven Verflachungszyklus. Lagenweise finden sich Massenauftritte von Inoceramen. Der avisierte GSSP für die Turonium / Coniacium-Grenze (WALASZCZYK et al. 2007) liegt im oberen Teil der Grauweißen-Wechselfolge im aufgelassenen Steinbruch

Salzgitter-Salder, dem Typusprofil der Salder-Formation (Niedersachsen, TK 25: 3827 Lebenstedt-West). Tektonische Bewegungen im höheren Turonium und unteren Coniacium steuern lokal die Entstehung des Vienenburg-Members. Ebenfalls sind starke tektonische Bewegungen der Auslöser von multiplen submarinen Großgleitungen am Ostrand des Münsterländer Kreide-Beckens. Erste Gleithorizonte mit Olisthostromen treten bereits in der Erwitte-Formation auf. Zum Teil werden aber auch Ablagerungen der Erwitte-Formation von späteren Gleitungen abgeschnitten und im Mittel- bis Oberconiacium in Olisthostromen resedimentiert (Augustdorf-Member der Emscher-Formation).

Literatur

ARNOLD (1977), ERNST & SCHMID (1979), FRIEG et al. (1989a), KAPLAN (1986, 1991), KAPLAN & KENNEDY (1996), KARPE (1973), NIEBUHR et al. (1999), SKUPIN (1985, 1995), STILLE (1903), STROMBECK (1857), VOIGT & HILBRECHT (1997), WALASZCZYK & WOOD (1999), WALASZCZYK et al. (2007), WOOD et al. (1984, 1998)

2. Megasequenz der Sächsischen Kreide

Die Sächsische Kreide ist Teil des Böhmisches Kreidebeckens. Sie besitzt rezent keine Verbindung zu den nördlichen, geschlossenen Kreidevorkommen. Es ist aber auf Grund des Fossilinhalts und der faziellen Entwicklung anzunehmen, dass die Sächsische Kreide eine Randfazies der überwiegend karbonatischen tieferen Oberkreide Norddeutschlands darstellt.

Aufgrund der ausgezeichneten Aufschlussverhältnisse, des Fossilreichtums und der kleinräumigen faziellen Gliederung ging die Erforschung des Böhmisches Kreidebeckens von Sachsen aus, so dass sich hier eine eigene stratigraphische Gliederung entwickeln konnte. Die Mächtigkeiten der Schichtenfolge vom Obercenomanium bis zum Mittelconiacium sind im sächsischen Anteil im Vergleich zum angrenzenden Böhmisches Teil aufgrund hoher Subsidenz in der Elbezone unmittelbar vor der Lausitzer Überschiebung sehr viel größer und kulminieren im Zittauer Gebirge mit etwa 1.000 m.

Ihre Lage zwischen dem Lausitzer Block im Nordosten (SKUPIN 1937: Westsudetische Insel) und dem Erzgebirgs-Fichtelgebirgsblock der Mitteleuropäischen Insel im Südwesten (Erzgebirgsblock) verdankt die Elbtalkreide ihre lithofazielle Entwicklung. Die cenomane Sedimentation beginnt einerseits mit überwiegend sandigen terrestrischen Sedimenten eines ehemaligen Flusssystemes (PRESCHER 1957, VOIGT 1998). Andererseits ist marines Untercentomanium in einer Randentwicklung im Gebiet zwischen Meißen und Oberau anzutreffen. Im Zuge der Transgression im Obercentomanium, die das gesamte Elbtalgebiet erfaßte, deutet sich eine fazielle Differenzierung in eine Klippen- und Schwellenfazies sowie eine mergelige und eine sandige Lithofazies an. Im Turonium bis Mittelconiacium herrschen im Nordwesten der Elbtalkreide zwischen Meißen, Dresden und Heidenau mergelige bis siltig-kalkig-tonige Sedimente vor. Im Gebiet von Pirna vermittelt ein Faziesübergang zur sandigen Entwicklung, die besonders typisch in der Sächsisch-Böhmisches Schweiz entwickelt ist (sh. PIETZSCH 1962, SEIFERT 1955, TRÖGER 1969). Die biostratigraphische Gliederung der Elbtalkreide wurde seit GEINITZ (1871–1875) vor allem unter Nutzung der Inoceramen, Ammoniten, Belemniten und Echiniden sowie teilweise auch Foraminiferen innerhalb der mergelig bis siltig-kalkig-tonigen Entwicklung abgeleitet (Zusammenstellung bei SEIFERT 1956, HÄNTZSCHEL 1933, TRÖGER 1969, TRÖGER & WEJDA 1997).

Eine lithostratigraphische Gliederung der rein sandigen Abfolge im Elbsandsteingebirge erfolgte durch LAMPRECHT (1927, 1934) nach morphologischen Kriterien und wurde von RAST (1959) und PRESCHER

(1981) zusammenfassend dargestellt. Innerhalb der sandigen Lithofazies ist die Fossilführung auf einzelne Abschnitte begrenzt, wurde aber, wo es möglich ist, biostratigraphisch geeicht. Die Unterscheidung von diskreten Sandstein-Horizonten a bis e, die sich in der Verwitterungsbeständigkeit und in den Bankmächtigkeiten unterscheiden, läßt sich über das gesamte Elbsandsteingebirge verfolgen. Die großen, zwischen 50 und 130 m mächtigen Sandstein-Pakete werden in kleinere, mit Indices versehene Einheiten von 25–80 m untergliedert (LAMPRECHT 1927). Sie werden meist durch feinkörnige, teilweise auch pelitische Horizonte getrennt. Diese geringmächtigen Lagen wurden mit griechischen Buchstaben und entsprechenden Indices versehen. Die Gliederung wurde bei Bad Schandau und Rathen etabliert, verliert sich allerdings in Richtung Beckenrand (Hintere Sächsische Schweiz). Die Verfolgung der pelitischen Grenzhorizonte über größere Strecken erwies sich mit Ausnahmen als unmöglich (SEIFERT 1955, VOIGT 1995).

Die Vielfalt an Lokalnamen und Lokalgliederungen wurde durch PRESCHER (1981) zu einer Lithostratigraphie der Elbtalkreide zusammengefaßt, der in dieser Arbeit weitgehend gefolgt wird. Sie ist nur begrenzt kompatibel zur tschechischen Lithostratigraphie, da dort keine Gesteinskomplexe, sondern biostratigraphische Zeitscheiben mit lateral sehr unterschiedlichen Faziesseinheiten zu Formationen zusammengefaßt wurden. Daraus resultieren die hier aufgeführten 14 gut differenzierbaren Formationen der Elbtal-Gruppe in Sachsen gegenüber fünf Formationen im gleichen Intervall im weitaus größeren tschechischen Böhmisches Kreidebecken. Die Gliederung der Nordböhmisches Kreide geht überwiegend auf FRÍČ (1877, 1889, 1894, zusammengefasst in ČECH et al. 1980) und ZAHALKA (1895, 1900, 1914, 1916, 1921, zusammengefasst in ČECH et al. 1980) zurück.

Die Übertragung der lithostratigraphischen Gliederung des Böhmisches Kreidebeckens auf die extrem proximale, inselnahe Kreide des Zittauer Gebirges ist nur mit Abstrichen möglich. Das ist umso mehr bei einem Vergleich mit der Kreide des Elbsandsteingebirges der Fall, obwohl vom Zittauer Gebirge aus über Chribaska (Kreibitz) und Děčín (Tetschen) ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen der Nordböhmisches Kreide und der Kreide des Elbsandsteingebirges besteht. Aus diesem Grunde werden für die sandigen Ausbildungen im Zittauer Gebirge Formationen abgegrenzt, die den ausgesprochen proximalen Entwicklungen am Rande des Lausitzer Blockes gerecht werden. Eine sehr deutliche Diskrepanz sowohl in lithostratigraphischer als auch in biostratigraphischer Hinsicht besteht in der

Schichtenfolge vom Mittelturonium bis zum Coniacium: Die (26) Schrammstein-Formation entspricht in voller Mächtigkeit noch der jizerké souvrství (Jizera-Formation, in Böhmen Mittel- bis tiefes Ober-turonium), doch belegen biostratigraphische Daten eine Verzahnung mit der (25) Strehlen-Formation (Zatzschke-Mergel, Unterconiacium). Dieser offensichtliche Korrelationsfehler zwischen deutscher und tschechischer Stratigraphie kann zurzeit nicht zufriedenstellend gelöst werden.

Elbtal-Gruppe (Taf. 3; Abb. 1)

VOIGT, T. & TRÖGER, K.-A.

Synonyme: Elbthalgebirge (GEINITZ 1871-75), Sächsische Kreide (PETRASCHECK 1899), pars Elbtalkreide (ANDERT 1927), pars Zittauer Kreide, pars sudetische Kreide (ANDERT 1928)

Beschreibung

Lithologie: Die Elbtalgruppe repräsentiert die überwiegend klastische Füllung eines syntektonischen Beckens. Konglomerate des aktiven Beckenrandes gehen in Quarzsandsteine über, die sich beckenwärts mit Peliten (kalkige Siltsteine, Mergel- und Tonsteine) verzahnen. Kalksteine treten als Schillkalke in den transgressiven Basissedimenten und als pelagische Calcisphären-Coccolithengesteine auf.

Untergeordnete Einheiten: Niederschöna-Formation, Meißen-Formation, Mobschatz-Formation, Oberhäslich-Formation, Dölzchen-Formation, Briesnitz-Formation, Schmilka-Formation, Räcknitz-Formation, Postelwitz-Formation, Oybin-Formation, Lückendorf-Formation, Strehlen-Formation, Schrammstein-Formation, Waltersdorf-Formation

Liegengrenze: diskordant auf dem Grundgebirge des Saxothuringikums (präkambrische Granodiorite, variszisch geprägte Metamorphite des Erzgebirges und der Elbezone, Meissener Pluton, Markersbacher Granit, permokarbone Vulkanite und Sedimente). Lokal wurde in Bohrungen z.B. bei Oberau, Niederschöna, Graupa und Rathewalde bis Hohnstein eine Auflagerung auf gering mächtige, rot gefärbte triassische oder permische Sedimente nachgewiesen. Bei Hohnstein und entlang der Lausitzer Überschiebung Auflager auf oberjurassische Sedimente.

Hangendgrenze: erosiv gekappt

Mächtigkeit: In Abhängigkeit von der lithologischen Entwicklung treten in der Elbtal-Gruppe von Nordwesten nach Südosten folgende Veränderungen der

Mächtigkeiten auf: Gebiet von Dresden 400-500 m (TRÖGER 2001), Elbsandsteingebirge 550-600 m, Zittauer Gebirge bis etwa 1.000 m.

Verbreitung

Sachsen

Zeitgleiche Einheiten

Die Plänerkalk-Gruppe ist mit der Elbtal-Gruppe zeitgleich.

Alterseinstufung

Die biostratigraphische Einstufung erfolgt hauptsächlich nach Inoceramen und Ammoniten sowie mikrostratigraphisch mittels benthischer Foraminiferen. Event-, und sequenzstratigraphische Gliederungen sowie Isotopen-Untersuchungen liegen ebenfalls vor (VOIGT 2001). Es existieren zahlreiche stratigraphische Arbeiten, Literatur-Übersichten finden sich bei TRÖGER & VOIGT (2000).

Verschiedenes

Environment: Bis auf die Basis-Sedimente der Niederschöna-Formation wurden alle Sedimente im marinen Schelfmilieu abgelagert.

Literatur

TRÖGER & VOIGT (2000)

(14) Meißen-Formation (Abb. 17)

TRÖGER, K.-A. & VOIGT, T.

Ableitung des Namens: nach der Stadt Meißen an der nordwestlichen Begrenzung der Elbtalkreide (Sachsen)

Übergeordnete Einheiten: Elbtal-Gruppe

Erstbeschreibung: PRESCHER (1981)

Chronostratigraphie: Untercenomanium

Synonyme: Rotes Konglomerat von Meißen-Zschei-la (LEONHARD 1834), Meißner Schichten (PRESCHER 1981, PRESCHER & TRÖGER 1989), Meißen-Formation (TRÖGER 2003b)

Beschreibung

Lithologie: geringmächtige Konglomerate mit sandiger bis kalkiger Matrix. Die Konglomerate sind rotbraun bis rot gefärbt. Wesentlicher Bestandteil der Matrix sind überwiegend zerbrochene sowie stark abgerollte biogene Kalkskelette. Die bis zu 1 m mächtigen Granit-Gerölle sind von dünnen Hämatit-Lagen überzogen. Im Geröllbestand treten seltener Rhyolithe, Pegmatite und Quarz auf. Die stratigraphische Stellung von fossilarmen fein- bis mittelkörnigen Grünsandsteinen in

der Nachbarschaft der Klippenzone ist unklar, sie werden wegen ihrer lithologischen Ähnlichkeit vorläufig zur jüngeren Mobschatz-Formation gerechnet.

Untergeordnete Einheiten: keine

Liegendgrenze: diskordant auf karbonischem, tiefgründig verwittertem Granit des Meißener Plutons

Hangendgrenze: erosiv überlagert von der Mobschatz-Formation

Mächtigkeit: bis 5 m

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Das Typusprofil liegt in Joachimstal in Meißen-Zscheila, Sachsen (TK 25: 4846 Meißen) an der Oberkante eines auflässigen Steinbruches an der Platanenstraße, wo die Meißen-Formation in voller Mächtigkeit abgeschlossen ist.

Verbreitung

Sachsen, Elbtal nördlich von Dresden

Zeitgleiche Einheiten

In der Elbtal-Gruppe nicht bekannt, möglicherweise Teile der Niederschöna-Formation.

Alterseinstufung

Die biostratigraphische Einstufung mittels Inoceramen, Ammoniten und Belemniten (PRESCHER & TRÖGER 1989, SPAETH & KÖHLER 1997, KÖHLER 2001) ergibt die *Mantelliceras saxbii*-Zone und die *Ma. dixonii*-Zone des höheren Untercenomanium.

Bemerkungen

Fossilien: Die roten Konglomerate enthalten reichlich Korallen, Spongien, Bryozoen, Brachiopoden, Bivalven (vor allem Austern, Pecteniden, Spondyliden) und Echiniden. Ammoniten (*Scaphites obliquus*, *Schloenbachia varians*, *Turrilites scheuchzerianus*) sowie Inoceramen (*Inoceramus virgatus*, *In. cf. crippsi*),

auf denen die biostratigraphische Einstufung beruht, treten nur selten auf. Nur ein Belemnit (*Neohibolites ultimus*) wurde bisher nachgewiesen.

Environment: litorale Ablagerung in Erosionstaschen, überwiegend als Brandungskonglomerate

Literatur

KÖHLER (2001), LEONHARD (1834), PRESCHER (1981), PRESCHER & TRÖGER (1989), SPAETH & KÖHLER (1997), TRÖGER (2003b)

(15) Niederschöna-Formation (Taf. 3, Fig. 5)

TRÖGER, K.-A. & VOIGT, T.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft Niederschöna am Tharandter Wald (Sachsen)

Übergeordnete Einheiten: Elbtal-Gruppe

Erstbeschreibung: GEINITZ (1871–1875), revidiert durch PRESCHER (1957)

Chronostratigraphie: Mittelcenomanium, Obercenomanium (?)

Synonyme: Niederschönaer Schichten, Untere Quadersandsteine, Schiefertone von Niederschöna (GEINITZ 1871–1875), Crednerien-Schichten (PETRASCHECK 1899, SCHANDER 1923), Stufe der Crednerien (PIETZSCH 1962)

Beschreibung

Lithologie: überwiegend Sandsteine unterschiedlicher Körnung, die mit Konglomeraten und Tonsteinen wechsellagern. Die Sandsteine sind meist schrägschichtet oder bilden unregelmäßige Wechsellagerungen mit laminierten Siltsteinen. Die Tonsteine weisen häufig einen hohen Gehalt an organischem Material auf und können in pelitreiche Kohlen übergehen. Konglomerate sind überwiegend an der Basis der Niederschöna-Formation ausgebildet. Sie bestehen aus

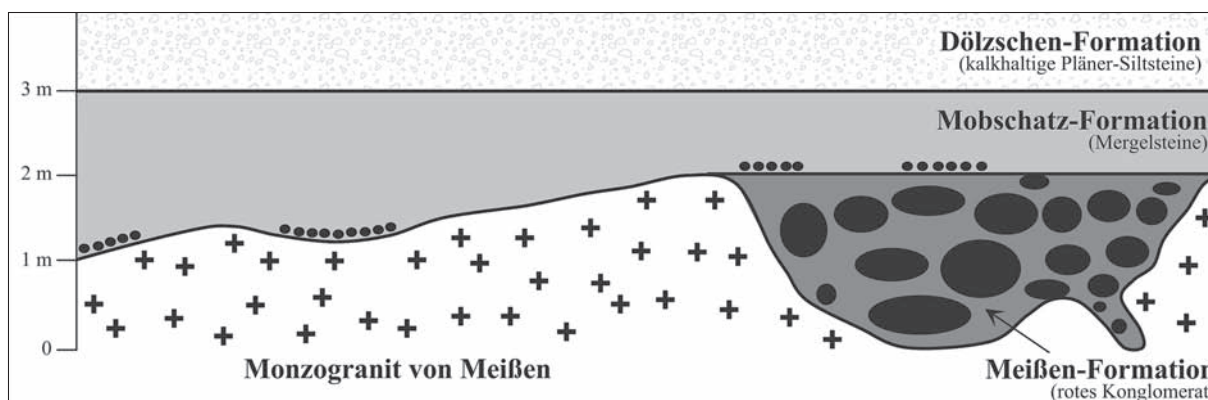


Abb. 17. Profil der (14) Meißen-Formation an der Typuslokalität in Meißen-Zscheila, Sachsen, mit den hangenden (16) Mobschatz- und (18) Dölzschen-Formationen (nach PRESCHER & TRÖGER 1989).

kaum sortierten und meist nur angerundeten Quarz- und Lydit-Klasten in einer Matrix aus schlecht sortierten Sanden (früher als Grundsotter abgetrennt). Generell ist innerhalb der Niederschöna-Formation eine Korngrößen-Abnahme zum Hangenden zu beobachten.

Untergeordnete Einheiten: keine

Liegendgrenze: Die Niederschöna-Formation bildet lokal die Basis der Elbtal-Gruppe. Sie setzt auf dem tiefgründig verwitterten Grundgebirge des Saxothuringikums ein (präkambrische Granodiorite, variszisch geprägte Metamorphite des Erzgebirges und der Elbezone, Meissener Pluton, permokarbone Vulkanite und Sedimente). Lokal z.B. in Bohrungen bei Niederschöna liegt sie auf rot gefärbten triassischen Sandsteinen.

Hangendgrenze: konkordant durch die Oberhäslich-Formation

Mächtigkeit: stark schwankend, in Bohrungen maximal 50 m

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist der Tharandter Wald, Sachsen. Das Typusprofil liegt im ehemaligen Steinbruch am Forsthaus von Niederschöna (Sachsen, TK 25: 5046 Freiberg), wo die Gesamtmächtigkeit der Formation aufgeschlossen ist. Als Referenzprofile können die Bohrungen Niederschöna 1/95 und 4/95 gelten (TK 25: 5046 Freiberg), die jeweils ein vollständiges Profil zeigen. Kernmaterial dieser beiden Bohrungen befindet sich im Geologischen Institut der Bergakademie Freiberg und im Kernlager des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie.

Verbreitung

Sachsen. Tharandter Wald, Paulsdorfer Heide, Höckendorfer Heide, Dippoldiswalder Heide, Reinhardsgrimmaer Heide, Westausstrich der Elbtalkreide, in Paläotal-Strukturen im Untergrund der Elbtalkreide.

Zeitgleiche Einheiten

Aus fazieller Sicht ergibt sich eine geringe zeitliche Überlappung mit der Oberhäslich-Formation und der Mobschatz-Formation, da im Verlauf der Obercenomanium-Transgression die Flußtäler allmählich geflutet wurden. Die Niederschöna-Formation entspricht dem unteren Teil der peruccko-korycanské souvrství (Peruc-Korycany-Formation) in der Tschechischen Republik, dem Namen Niederschöna-Formation (GEINITZ 1871–1875) kommt jedoch die Priorität zu.

Alterseinstufung

KRUTZSCH (1963) korreliert die obere Niederschöna-Formation auf der Grundlage von schlecht erhaltenen

Pollen (*Normapolles*) mit der tieferen Peruc-Korycany-Formation, die eindeutig eingestuft werden konnte (Mittelcenomanium nach PAČLTOVÁ 1978). Eine Reichweite bis in das Obercenomanium ist möglich, aber biostratigraphisch nicht belegt.

Bemerkungen

Fossilien: Blätterlagen und Wurzelhorizonte treten vor allem in der oberen Niederschöna-Formation auf.

Environment: überwiegend Flusssedimente (Rinnen- und Auensedimente), Hangendteile marin (ästuarin) beeinflusst.

Sequenzstratigraphie: VOIGT (1998) ordnet die Niederschöna-Formation dem transgressiven Systemzug der obercenomanen *naviculare*-Transgression zu. Die Anlage des Tales erfolgte nach diesem Modell bei einem Meeresspiegel-Tiefstand, bevor es im Verlauf des Basisniveau-Anstiegs mit fluviatilen Sedimenten aufgefüllt wurde.

Literatur

GEINITZ (1871–1875), PAČLTOVÁ (1978), PETRASCHECK (1899), PRESCHER (1957), KRUTZSCH (1963), SCHANDER (1923), VOIGT (1998)

(16) Mobschatz-Formation

TRÖGER, K.-A., HORNA, F. & VOIGT, T.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft Mobschatz am südwestlichen Elbe-Hang bei Dresden (Sachsen)

Übergeordnete Einheiten: Elbtal-Gruppe

Erstbeschreibung: TRÖGER (2003a)

Chronostratigraphie: Obercenomanium

Synonyme: Grünsandsteine des Elbstollns (GEINITZ 1871–1875), Mergel und Tone im Liegenden der Penninischer Sandsteine (UHLIG 1941), Mobschatzer Schichten (TRÖGER 2003a)

Beschreibung

Lithologie: Über einem geringmächtigen Basalkonglomerat (0,30 m in der Bohrung Gauernitz 2/93, TK 25: 4947 Wilsdruff) und kalkig zementierten, mittel- bis feinkörnigen Quarzsandsteinen mit hohen Glaukonit-Gehalten folgen glaukonitische, siltige bis feinsandige Mergelsteine, die durch intensive Bioturbation vollständig homogenisiert wurden.

Untergeordnete Einheiten: keine

Liegendgrenze: konkordant auf der Niederschöna-Formation, mit Schichtlücke auf der Meißner-Formation und diskordant auf Gesteinen des variszischen Untergrunds

Hangendgrenze: konkordant überlagert von der Dölzchen-Formation

Mächtigkeit: in Bohrungen bis 10 m (VOIGT et al. 2006b).

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusprofile sind Aufschlüsse im Grund zwischen Mobschatz und Leuteritz und am nördlichen Einschnitt der Autobahn Dresden–Chemnitz bei Leuteritz (TK 25: 4947 Wilsdruff). Referenzprofile sind die vollständigen Profile in den Bohrungen Gauernitz 2/92 (TK 25: 4947 Wilsdruff) und Gröbern 2/91 (TK 25: 4846 Meißen). Material dieser beiden Bohrungen liegt im Geologischen Institut der TU Bergakademie Freiberg.

Verbreitung

Sachsen; nordwestlicher Teil der Elbtalkreide zwischen Dresden, Meißen und Freiberg

Zeitgleiche Einheiten

Die Mobschatz-Formation verzahnt sich in einem schmalen Bereich mit der Oberhäslich-Formation (TK 25: 4947 Wilsdruff). In der südlich anschließenden Böhmisches Kreide entspricht die Mobschatz-Formation den tieferen Teilen der perucko-korycanské souvrství (Peruc-Korycany-Formation).

Alterseinstufung

Die makrobiostratigraphische Einstufung mittels *Calyoceras naviculare* und *Inoceramus pictus pictus* (SEIFERT 1955) belegen wie die Foraminiferen-Fauna (*Rotalipora cushmani*, *Gavlinella cenomanica*, *Hedbergella delrioensis*; TRÖGER 1989, ORTMANN 1994) obercenomanes Alter.

Bemerkungen

Abgrenzungsprobleme: Die Grenze zur überlagernden Dölzchen-Formation ist häufig unscharf. In Bohrungen ist eine starke Abnahme des Karbonatgehalts zum Hangenden zu beobachten, der in der überlagernden Dölzchen-Formation allmählich zunimmt (VOIGT & TRÖGER 1996). Die Grenze kann an die Basis des ersten tonig-mergeligen Horizonts gelegt werden.

Environment: an der Basis transgressive Strand- und Vorstrand-Ablagerungen, zum Hangenden bioturbate Vorstrand-Ablagerungen.

Literatur

GEINITZ (1871–1875), ORTMANN (1994), TRÖGER (1989, 2003a), UHLIG (1941), VOIGT & TRÖGER (1996), VOIGT et al. (2006b)

(17) Oberhäslich-Formation

(Taf. 3, Fig. 3; Abb. 18)

TRÖGER, K.-A. & VOIGT, T.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft Oberhäslich am Südrand der Dippoldiswalder Heide (Sachsen)

Übergeordnete Einheiten: Elbtal-Gruppe

Erstbeschreibung: PRESCHER (1981)

Chronostratigraphie: Obercenomanium

Synonyme: Unterquader (GEINITZ 1871–1875), Unterer Quadersandstein (BECK 1892), Carinatenquader (BECK 1892, PIETZSCH 1916), *aequicostata*-Sandstein (SEIFERT 1955), Oberhäslicher Schichten (PRESCHER 1981), Oberhäslich-Formation (TRÖGER 2003b)

Beschreibung

Lithologie: überwiegend Quarzsandsteine wechselnder Körnung, Konglomerate und konglomeratische Sandsteine sind in Küstennähe (Klippenzonen) häufig, Geröllgrößen bis 50 cm im Durchmesser sind dort keine Seltenheit. Die Sandsteine sind meist sekundär kalkfrei, kalkig zementierte Sandsteine enthalten häufig Schilllagen (WALTER & SUHR 1997). Die bankigen Quarzsandsteine in den beckenrandnahen Profilen sind meist schräggeschichtet. Die beckeninneren Profile sind durch bioturbate Feinsandsteine und kalkig zementierte Sandsteine (Zemente meist nur in Bohrungen erhalten) gekennzeichnet.

Untergeordnete Einheiten: keine

Liegendgrenze: diskordant auf dem Grundgebirge oder konkordant auf der Niederschöna-Formation

Hangendgrenze: Im nordwestlichen Elbtal (von Meißen bis Dresden) werden die Sandsteine der Oberhäslich-Formation konkordant von tonigen und kalkhaltigen Siltsteinen der Dölzchen-Formation überlagert. In der westlichen Sächsischen Schweiz ist an der Basis der Dölzchen-Formation ein Konglomerathorizont ausgebildet, der zur Abgrenzung genommen werden kann. In der Sächsischen Schweiz werden die nur aus Bohrungen bekannten karbonatisch zementierten Sandsteine des Cenomaniums komplett zur Oberhäslich-Formation gerechnet. Sie werden von kalkfreien gröberen Sandsteinen der Schmilka-Formation überlagert.

Mächtigkeit: bis 35 m in Bohrungen bei Dresden und Pirna sowie Aufschlüssen bei Berggießhübel im Erzgebirge. Im Elbsandsteingebirge wurden 85 m erbohrt, wobei die Oberhäslich-Formation hier auch die zeitlichen Äquivalente der Dölzchen-Formation (höheres Obercenomanium) umfaßt.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusprofil ist der ehemalige Schmidsche Steinbruch bei Oberhäslich (TK 25: 5048 Kreischa) (PRESCHER 1981).

Verbreitung

Sachsen. Die Oberhäslich-Formation tritt im gesamten Elbsandsteingebirge, in der Reinhardtsgrimmaer Heide, der Dippoldiswalder Heide, der Paulsdorfer Heide, im Tharandter Wald sowie als Erosionsrest im Erzgebirge auf. Dazu kommen die Vorkommen zwischen Pirna und Dresden und im Zittauer Gebirge (Oberlausitz).

Zeitgleiche Einheiten

Die Oberhäslich-Formation findet ihre laterale Fortsetzung in den perucko-korycanské souvrství (Peruc-Korycany-Formation) Nord-Böhmens, deren mittlerem Teil sie entspricht. Im Norden geht sie unscharf in die Mobschatz-Formation über.

Alterseinstufung

Biostratigraphisch leitende Ammoniten und Bivalven (*Calycoceras naviculare*, *Inoceramus pictus*, *Neithea aequicostata*) ergeben eine Einstufung in die *Calycoceras pentagonum*-Zone des tieferen Obercenomanium.

Bemerkungen

Fossilien: Die Fauna der Oberhäslich-Formation besteht überwiegend aus Bivalven, seltener treten Gastropoden und Echiniden auf. Ammoniten und Nautiliden sind sehr selten. Massenvorkommen von *Rhynchostreon suborbiculatum* sind für diese stratigraphische Einheit vor allem in der Dippoldiswalder Heide charakteristisch.

Environment: Die Ablagerungsbedingungen der marinen Sande der Oberhäslich-Formation waren sehr komplex. Litorale Konglomerate und Strandsande gehen lateral in tidal geprägte ästuarine Sande (Talfüllungen) über. In beckenzentraleren Gebieten herrschen bioturbate Sande des unteren Vorstrandes mit einzelnen Tempestitlagen vor.

Literatur

BECK (1892), GEINITZ (1871–1875), PRESCHER (1981), PIETZSCH & BECK (1916), TRÖGER (2001a, 2003b), WALTER & SUHR (1997)

(18) Dölzchen-Formation

(Taf. 3, Fig. 3, 6; Abb. 19)

TRÖGER, K.-A. & VOIGT, T.

Ableitung des Namens: nach dem eingemeindeten Dorf Dölzchen im Westen Dresdens (Sachsen)

Übergeordnete Einheiten: Elbtal-Gruppe

Erstbeschreibung: PRESCHER (1981), unter Bezug auf GEINITZ (1871–1875)

Chronostratigraphie: Obercenomanium

Synonyme: Unterer Pläner (GEINITZ 1871–1875), Unterpläner (WANDERER 1909), Schichten mit *Actinocamax plenus* und *Cidaris sorigneti* (PETRASCHECK 1899, HÄNTZSCHEL 1933), Cenoman-Turone Übergangszone (UHLIG 1941, PIETZSCH 1962), Plänersandstein (WANDERER 1909, PIETZSCH 1962), Klippenpläner (WANDERER 1909), Dölzschener Schichten, Zeschniger Schichten (PRESCHER 1981)

Beschreibung

Lithologie: In der Dölzchen-Formation werden sehr unterschiedliche Lithotypen zusammengefaßt, die kleinräumig wechseln. Konglomerate, Schillkalke, Feinsandsteine, kalkig-siltige Feinsandsteine, sandige Mergel, siltige Mergel und stark verkieselte Spongiolithe treten auf.

Untergeordnete Einheiten: Die Untergliederung östlich von Dresden in die *plenus*-Tone, den Pennricher Sandstein, die *plenus*-Pläner und den Oberen Mergel hat sich eingebürgert (HÄNTZSCHEL 1933, UHLIG 1941), ist aber nur lokal sinnvoll. Dort, wo sich die Untergliederung anwenden lässt, werden die genannten untergeordneten Einheiten als Member angesehen.

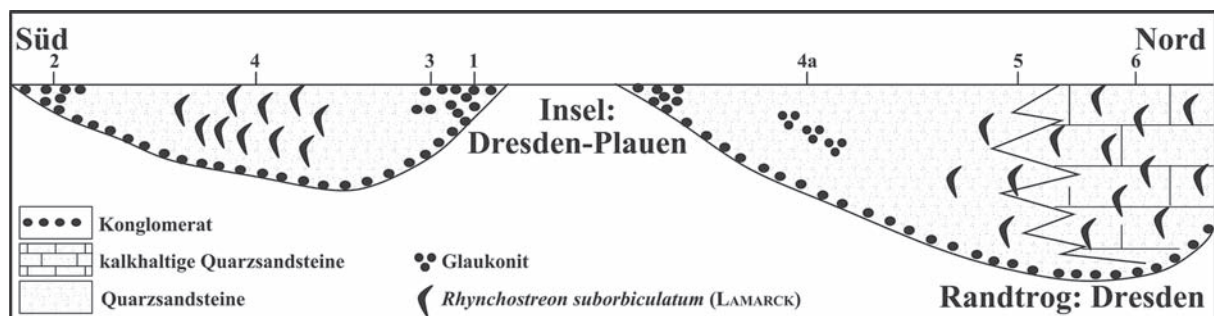


Abb. 18. Schematischer Nord-Süd-Schnitt der (17) Oberhäslich-Formation in Dresden, Sachsen. Profilnummer 1 und 3: Heideschanze in Coschütz, 2: Götzenbüschchen bei Oelsa, 4: Goldene Höhe bei Bannewitz, 4a: G.-Keller-Str. in Dresden, 5 und 6: Bannewitz 1/60 und 1/61.

Liegendgrenze: gebietsweise konkordant über der Mobschatz- oder der Oberhäslich-Formation. Schichtlücken sind häufig. In der Umgebung von Schwellen und Grundgebirgsaufragungen lagert sie diskordant auf dem variszischen Grundgebirge und postvariszischen Magmatiten.

Hangendgrenze: konkordant durch die Brießnitz- oder die Schmilka-Formationen

Mächtigkeit: schwankend zwischen 1-35 m (TRÖGER 1997, 2001)

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Das Typusprofil ist nach PRESCHER (1981) das Nordende des nördlichen Ratssteinbruchs und anschließender Hang in Dresden-Plauen, Sachsen (TK 25: 4948 Dresden-Süd). Aufgeschlossen ist ein Profil der Schwellenfazies mit basalen Konglomeraten, den hangenden *plenus*-Plänen und dem Oberen Mergel. Die Basis der überlagernden Brießnitz-Formation ist leider nicht aufgeschlossen. Das wichtigste, auch international bedeutende Referenzprofil ist die Bohrung Gröbern bei Meißen (TK 25: 4847 Radebeul), in der ein vollständiges Cenomanium-Turonium-Grenzprofil von der Transgressionsbasis der Mobschatz-Formation über die Dölzschen- bis in die Brießnitz-Formation erschlossen wurde (VOIGT et al. 2006a).

Verbreitung

Sachsen. Elbtalkreide. Die sandige Ausbildung des höchsten Obercenomaniums ist außerdem im gesamten Elbsandsteingebirge SE von Pirna verbreitet, wo sie aber (da nicht abtrennbar) zur Oberhäslich-Formation gerechnet wird.

Zeitgleiche Einheiten

Die Dölzschen-Formation entspricht den oberen Teilen der perucko-korycanské souvrství (Peruc-Korycany-Formation) in der Tschechischen Republik und dem oberen Teil der Oberhäslich-Formation im Elbsandsteingebirge.

Alterseinstufung

Biostratigraphie Die Einstufung mittels Ammoniten, Belemniten und Inoceramen ergibt die *Metoicoceras geslinianum*-Zone, Obercenomanium. Die folgende *Neocardioceras juddii*-Zone ist biostratigraphisch nicht belegt, aber durch Isotopendaten indiziert (VOIGT et al. 2006a).

Isotopenstratigraphie: Die Dölzschen-Formation in der Bohrung Gröbern bei Meißen hat die weltweit höchste bekannte Mächtigkeit der *Me. geslinianum*-Zone, in die die positive $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie des OAE 2 (Bonarelli-Event) fällt (VOIGT et al. 2006a).

Sequenzstratigraphie: Die Basis der Dölzschen-Formation entspricht einem starken Meeresspiegelanstieg, der zur schrittweisen Überflutung fast aller verbliebenen Hochgebiete innerhalb der Elbezone führt (VOIGT & TRÖGER 1996, VOIGT et al. 2006a).

Bemerkungen

Environment: Die Dölzschen-Formation ist durchgängig marin ausgebildet. Einer hochenergetischen Schwellen- und Klippenfazies mit Konglomeraten und reinen, matrixarmen Schillkalken, die für die Typuslokalität bezeichnend ist, steht eine siltig-kalkige Vorstrandfazies im nordwestlichen Teil der Elbtalkreide und eine sandige, höherenergetische Vorstrandfazies im

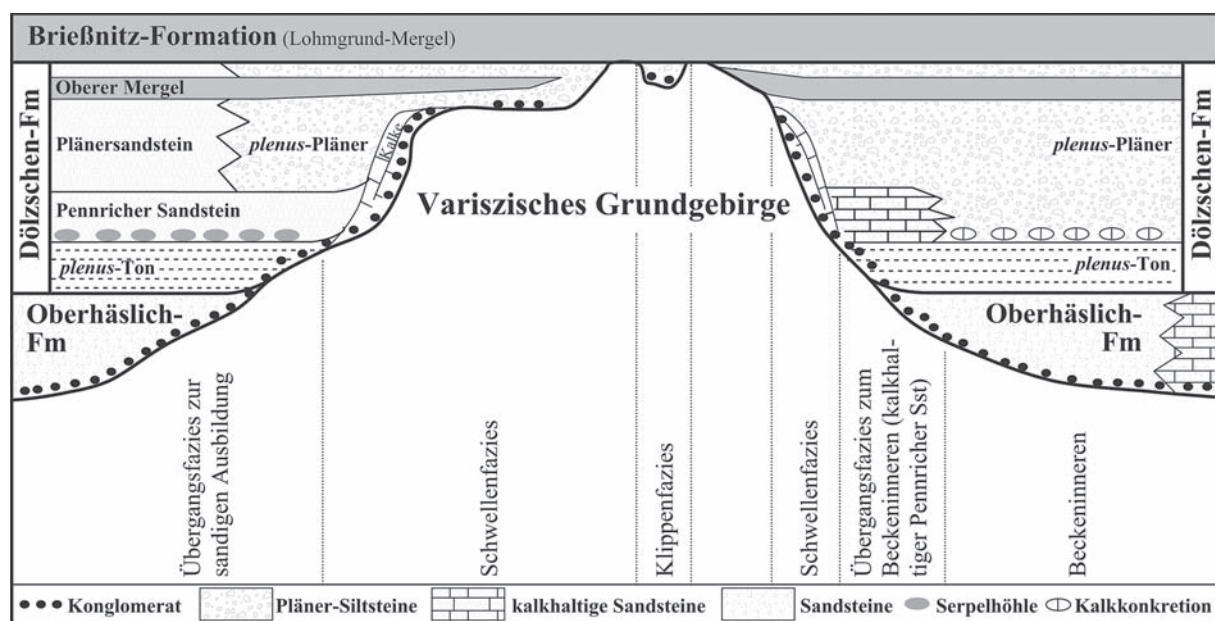


Abb. 19. Lithofazies der (18) Dölzschen-Formation in Sachsen, mit der liegenden (17) Oberhäslich- und der Basis der hangenden (19) Brießnitz-Formation.

südlichen Teil der Elbtalkreide gegenüber. Vollständig bioturbate Vorstrandsande (Pennreicher Sandstein) vermitteln zwischen den beiden Fazies-Regionen (FÖHLISCH 1998).

Fossilien: Die Dölzschen-Formation ist sehr fossilreich. Das Faunenspektrum besteht aus Korallen, Brachiopoden, Bivalven, Polychaeten sowie relativ seltenen Ammoniten (*Metoicoceras geslinianum*) und Belemniten (*Praeactinocamax plenus*). Unter den Bivalven überwiegen kleinwüchsige Austern sowie *Entolium membranaceum*, *Neithea notabilis* und *Inoceramus pictus*.

Literatur

FÖHLISCH (1998), HÄNTZSCHEL (1933), HILBRECHT et al. (1996), PRESCHER (1981), TRÖGER (1997, 2001, 2003b) UHLIG (1941), VOIGT & TRÖGER (1996), VOIGT et al. (2006a)

(19) Brießnitz-Formation (Abb. 20)

TRÖGER, K.-A. & VOIGT, T.

Ableitung des Namens: nach dem eingemeindeten Dorf Briesnitz (Schreibweise unterschiedlich) südlich von Dresden (Sachsen)

Übergeordnete Einheiten: Elbtal-Gruppe

Erstbeschreibung: PRESCHER (1981), unter Hinweis auf GEINITZ (1871–1875)

Chronostratigraphie: Unterturonium und Mittelturonium

Synonyme: Mittelpläner, Pläner von Prießnitz (GEINITZ 1871–1875), *labiatus*-Pläner (WANDERER 1909, SEIFERT 1955), Briessnitzer Schichten (PRESCHER 1981), Brießnitz-Formation (TRÖGER 2003b)

Beschreibung

Lithologie: überwiegend kalkige, teilweise auch tonige Siltsteine, kalkig zementierte Feinsandsteine und untergeordnet Mergel. Über einer basalen Wechsellagerung von Mergeln mit tonigen, kalkhaltigen Siltsteinen (Lohmgrund-Mergel) schließen sich im Hangenden bankige, kalkhaltige Siltsteine an (*labiatus*-Pläner). Der hangende Abschnitt der *labiatus*-Pläner besteht aus einer Wechsellagerung von schwach tonigen, kalkigen Siltsteinen und siltigen, kalkig zementierten feinkörnigen Sandsteinen.

Untergeordnete Einheiten: Lohmgrund-Mergel = Wechsellagerung von Mergeln mit tonigen, kalkhaltigen Siltsteinen an der Basis der Brießnitz-Formation, häufig pyritführend. *Labiat*-Pläner = bankige, kalkige Siltsteine mit kalkig zementierten Feinsandsteinen. Beide untergeordneten Einheiten erhalten den Member-Status.

Liegendgrenze: konkordant auf der Dölzschen-Formation, diskordant auf variszischem Untergrund und karbonischen Granit

Hangendgrenze: Sandsteine der Schmilka-Formation oder Mergel und kalkführende Tonsteine der Räcknitz-Formation

Mächtigkeit: zwischen 30 und 65 m

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Das von PRESCHER (1981) festgelegte Typusprofil am südlichen Elbehang in Dresden-Briesnitz, Sachsen (TK 25: 4948 Dresden-Süd) ist ungeeignet, da dort nur die oberen Teile der Brießnitz-Formation aufgeschlossen sind. Als Referenzprofil kann das vollständige Profil in der Bohrung Blasewitz 1/60, 61 in Dresden-Blasewitz, Sachsen (TK 25: 4948 Dresden-Süd) gelten. Ein reduziertes Profil liegt im Kernarchiv des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, Freiberg.

Verbreitung

Sachsen. Sächsische Kreide, zwischen Meißen und Pirna.

Zeitgleiche Einheiten

Die Brießnitz-Formation ist lateral nur unscharf gegen die Schmilka-Formation abgegrenzt, die in marginalen Gebieten das gleiche chronostratigraphische Intervall repräsentiert. Die Abgrenzung wird mit dem Übergang zu gut sortierten Feinsandsteinen und dem Aussetzen der Kalkgehalte gezogen. Der Brießnitz-Formation entspricht der *bělohorské souvrství* (Bila-Hora-Formation) in der südlich angrenzenden Böhmisches Kreide.

Alterseinstufung

Durch die biostratigraphische Einstufung mittels Inoceramen (*Mytiloides hattini*, *My. kossmati*, *My. mytiloides*, *My. labiatus*, *My. (?) subhercynicus*, *My. (?) hercynicus*) und Ammoniten (*Mammites nodosoides*, *Ma. michelobensis*, *Collignoniceras woollgari*, *Co. carolinum*) wurde für die Brießnitz-Formation Unter- und basales Mittelturonium nachgewiesen.

Bemerkungen

Fossilien: Die relativ arme Fauna besteht neben Inoceramen und Ammoniten aus Nautiliden, Bivalven, Gastropoden und vereinzelt Krebsen sowie schlecht erhaltenen Fischresten.

Environment: Die Brießnitz-Formation wurde in einem offen-marinen Milieu unter ruhigen Strömungsverhältnissen sedimentiert. Die feinkörnigen Klastika des tieferen Vorstrandes wurden stark bioturbiert, nur gelegentlich lassen sich Erosionsflächen

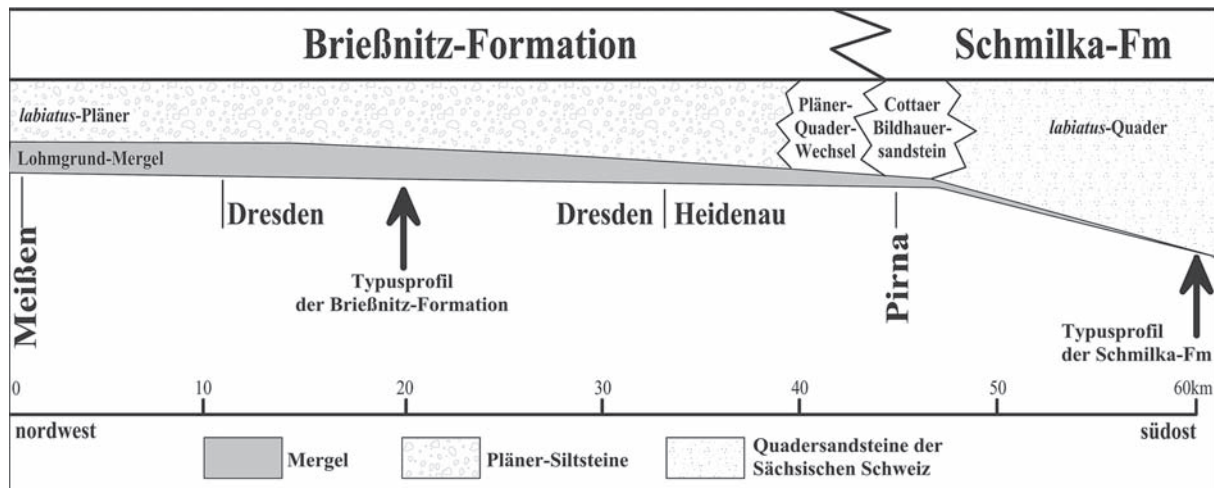


Abb. 20. Schematischer Nordwest-Südost-Schnitt durch die (19) Brießnitz- und (20) Schmilka-Formationen in Sachsen zwischen Meißen, Dresden, Pirna und dem Elbsandsteingebirge.

durch rinnenartige Vertiefungen und Schill-Lagen nachweisen.

Sequenzstratigraphie: Das Übergreifen der Brießnitz-Formation auf vorher unbedeckte Hochgebiete belegt eine Transgression an ihrer Basis (Lohmgrund-Mergel). Kontinuierlich ansteigende Korngrößen zum Hangenden charakterisieren einen Hochstand, der bis in das tiefe Mittelturonium anhält.

Literatur

GEINITZ (1871–1875), PRESCHER (1981), SEIFERT (1955), TRÖGER (1988, 2001)

(20) Schmilka-Formation (Abb. 20)

TRÖGER, K.-A. & VOIGT, T.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft Schmilka in der Sächsischen Schweiz (Sachsen)

Übergeordnete Einheiten: Elbtal-Gruppe

Erstbeschreibung: PRESCHER (1981)

Chronostratigraphie: Unterturonium und Mittelturonium

Synonyme: Unterer Quadersandstein (GEINITZ 1849–1850), Mittelquader, Cottaer Bildhauersandstein (GEINITZ 1871–1875), *labiatus*-Quader (WANDERER 1909), Quadersandstein von Groß-Cotta, Cottaer Bildhauersandstein (BECK 1892), *labiatus*-Sandstein (SEIFERT 1955), Schmilkaer Schichten (PRESCHER 1981)

Beschreibung

Lithologie: überwiegend kalkfreie Quarzsandsteine. Neben bioturbaten Feinsandsteinen im lateralen und

vertikalen Übergang zur Brießnitz-Formation dominieren schräggeschichtete mittelkörnige Sandsteine, die nach Osten in massive, teilweise feinkonglomeratische Sandsteine übergehen.

Untergeordnete Einheiten: Cottaer Bildhauersandstein = feinkörnige, vollständig bioturbate Quarzsandsteine mit Bankmächtigkeiten zwischen 0,50–3,5 m, selten schwach kalkig zementiert. *Labiatus*-Quadersandstein = mittel- bis grobkörnigen Sandsteine mit ausgeprägten planaren Schrägschichtungen und massive, dickbankige Sandsteine. Beide untergeordnete Einheiten erhalten den Member-Status.

Liegendgrenze: Die Schmilka-Formation geht konkordant mit etwas unscharfer Grenze aus der Brießnitz-Formation hervor, die Basis wird an das Einsetzen gut sortierter Feinsandsteine gelegt. Die Schmilka-Formation überlagert im westlichen Elbsandsteingebirge diskordant variszischen Untergrund und karbonischen Granit.

Hangendgrenze: konkordant überlagert durch die Räcknitz-Formation und die Postelwitz-Formation. Die Grenze zu sandigen Mergeln, beziehungsweise mergeligen Sandsteinen ist meist scharf.

Mächtigkeit: schwankend nach Bohrungsergebnissen zwischen 55 und 125 m (MIBUS 1975, TONNDORF 2000)

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Als Typusprofil wurde ein auflässiger Steinbruch (Grenzbruch) im Elbtal bei Schmilka, Sachsen (TK 25: 5151 Reinhardtsdorf-Schöna) ausgewählt (PRESCHER 1981). Der Steinbruch erschließt allerdings nur den mittleren Teil der Schmilka-Formation und ist deshalb ungeeignet. Referenzprofile für den Cottaer Bild-

hauersandstein sind die Steinbrüche zwischen Pirna-Rottwerndorf und Cotta (mittlere und obere Teile der Schmilka-Formation); für den *labiatus*-Quadersandstein das obere Bielatal zwischen Schweizermühle und Ottomühle.

Zeitgleiche Einheiten

Der höhere Teil der Brießnitz-Formation im Nordwesten des Sächsischen Kreidebeckens entspricht zeitlich der Schmilka-Formation. Die Fortsetzung der Schmilka-Formation in die nordböhmisches Oberkreide stellt die *bělohorské souvrství* (Bila-Hora-Formation) dar. Im Zittauer Gebirge entspricht ihr der tiefere Teil der Oybin-Formation.

Alterseinstufung

Eine reiche Inoceramen-Fauna gestattet die biostratigraphische Einstufung in das Unterturonium und basale Mittelturonium.

Bemerkungen

Fossilien: Während der Cottaer Bildhauersandstein recht reich an Fossilien ist, sind die Quadersandsteine relativ fossilarm. Häufiger sind neben Inoceramiden Bivalven verschiedene *Pinna*- und *Lima*-Arten sowie *Rhynchostreon suborbiculatum*. Das Spurenfossil-Spektrum wird durch *Thalassinoides* und *Ophiomorpha* dominiert.

Environment: Die Schmilka-Formation wurde in einem offen marinen, strömungsgeprägten Milieu abgelagert (VOIGT 1999). Die schräggeschichteten und am unmittelbaren Beckenrand konglomeratischen Küstensande (*labiatus*-Quadersandstein) gehen beckenwärts allmählich in bioturbate Feinsande des Vorstrandes (Cottaer Bildhauersandstein) über. Die Ablagerungsbedingungen wurden gelegentlich durch Stürme modifiziert.

Literatur

GEINITZ (1849–1850, 1871–1875), MIBUS (1975), PRESCHER (1981), SEIFERT (1955), TONNDORF (2000), TRÖGER (2001b), VOIGT (1995, 1999)

(21) Räcknitz-Formation (Abb. 21)

TRÖGER, K.-A. & VOIGT, T.

Ableitung des Namens: nach einem Ortsteil von Dresden (Sachsen)

Übergeordnete Einheiten: Elbtal-Gruppe

Erstbeschreibung: KRENKEL (1914)

Chronostratigraphie: Mittelturonium und Oberturonium

Synonyme: Brongniartimergel (BECK & HAZARD 1893), Pläner von Räcknitz, Pläner von Zschertnitz, Pläner der Teplitzer Straße in Dresden (WANDERER 1909), Räcknitzer Schichten (KRENKEL 1914, SEIFERT 1955, PRESCHER 1981), Brongniartipläner (ANDERT 1928)

Beschreibung

Lithologie: homogene, graue bis schwarze, ungeschichtete Mergel mit stark schwankendem Kalkgehalt, schwarze Tonsteine und Tone, an der Basis auch feinsandige kalkige Siltsteine mit Glaukonit. Kalkgehalte zwischen 20 und 40 % (VOIGT 2001).

Untergeordnete Einheiten: keine

Liegendgrenze: kalkige, hellgraue Siltsteine der Brießnitz-Formation

Hangendgrenze: konkordant überlagert durch Kalksteine der Strehlen-Formation.

Mächtigkeit: 70–90 m.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Die Typusregion der Räcknitz-Formation ist die Elbtalkreide zwischen Dresden und Pirna. PRESCHER (1981) benannte kein Typusprofil, da bereits damals alle in der älteren Literatur erwähnten Aufschlüsse zwischen Dresden-Räcknitz und Dresden-Luga nicht mehr zugänglich waren. Als Referenzprofil werden die auflässigen Tongruben der ehemaligen Ziegelei Dresden-Luga (TK 25: 4948 Dresden-Süd, 5049 Pirna) angegeben. Aufgeschlossen sind die basalen 30 m der Räcknitz-Formation und die konkordante Auflagerung auf die Brießnitz-Formation. Ein vollständiges Profil wurde in der Bohrung Dresden-Blasewitz gewonnen (TK 25: 4948 Dresden-Süd). Das reduzierte Profil dieser Bohrung ist im Kernarchiv des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, Freiberg hinterlegt.

Verbreitung

Sachsen. Nordwestlicher Teil der Elbtal-Gruppe zwischen Weinböhla und Pirna.

Zeitgleiche Einheiten

Der Räcknitz-Formation entsprechen die Postelwitz-Formation im Elbsandsteingebirge, die höhere Oybin-Formation im Zittauer Gebirge, und Teile der *jizerké souvrství* (Jizera-Formation) in der Böhmisches Kreide.

Alterseinstufung

Die Inoceramen und Ammoniten zeigen biostratigraphisch die *Collignoniceras woollgari*-Zone des Mittelturonium und das tiefere Oberturonium an.

Bemerkungen

Environment: Die Mergel und Tonsteine sind vollständig bioturbat, woraus sich eine Ablagerung unter ruhigen Strömungsbedingungen ergibt (tieferer Vorstrand). Nach TRÖGER & WEJDA (1997) kann auf der Grundlage des Plankton-Benthos-Verhältnisses der Foraminiferenfauna das flache bis mittlere Sublitoral als Sedimentationsraum angesehen werden. Die Fauna kennzeichnet Weichböden unterhalb der Sturmwellenbasis. In den höheren Teilen der Räcknitz-Formation treten disartikulierte Inoceramenschalen und Bruschill auf, die höherenergetische Verhältnisse und Aufarbeitung indizieren.

Fossilien: Die Fauna ist relativ reichhaltig und besteht aus Foraminiferen, Ostracoden, Brachiopoden, Bivalven (*Leda semilunaris*, *Inoceramus apicalis*,

In. cuvierii, *In. lamarcki*, *In. inaequalvis* und *In. perplexus*), Gastropoden, Ammoniten (*Lecointreras fleuriausianum*, *Collignonicerias carolinum*, *Co. woollgari*), sehr häufigen glatten Baculiten, Echiniden und Fischresten.

Abgrenzungsprobleme: Die Mergel der Räcknitz-Formation verzahnen sich mit der gemischt sandig-mergeligen Postelwitz-Formation in einem etwa 3 km breiten Streifen bei Pirna. Die Wechsellagerungen des Mittelturonium in diesem Gebiet werden zur Postelwitz-Formation gerechnet.

Literatur

Beck & Hazard (1893), Krenkel (1914), Prescher (1981), Seifert (1955), Tröger (2001), Tröger & Wejda (1997), Voigt (2001), Voigt & Hilbrecht (1997), Wanderer (1909)

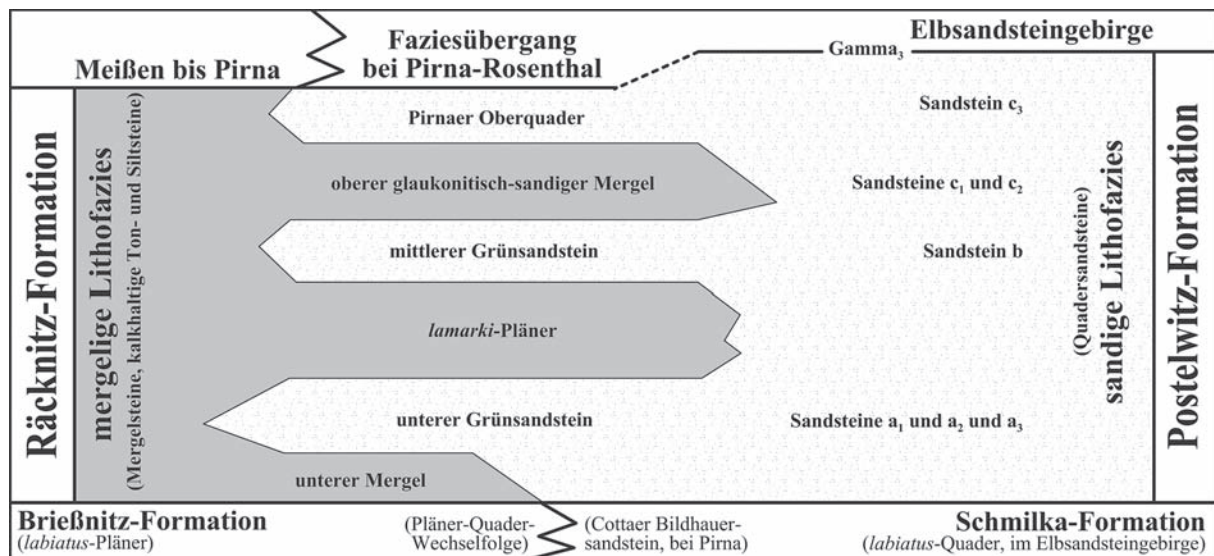


Abb. 21. Aufbau und Verzahnung der (21) Räcknitz- und (22) Postelwitz-Formationen in Sachsen zwischen Meißen und dem Elbsandsteingebirge (nach SEIFERT 1955, PRESCHER 1981, TRÖGER et al. 1995).

(22) Postelwitz-Formation (

Taf. 3, Fig. 4; Abb. 21)

TRÖGER, K.-A. & VOIGT, T.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft Postelwitz im Elbsandsteingebirge (Sachsen)

Übergeordnete Einheiten: Elbtal-Gruppe

Erstbeschreibung: PRESCHER (1981)

Chronostratigraphie: Mittelturonium und Oberturonium

Synonyme: Oberer Quader (GEINITZ 1871–1875), Hauptquader (WANDERER 1909), Brongniartquader (BECK 1889), Stufe des *Inoceramus brongniarti* (PIETZSCH 1913), Postelwitzer Schichten (PRESCHER 1981)

Beschreibung

Lithologie: sehr variabel zusammengesetzt. Mittel- bis feinkörnige, kieselig zementierte Quarzsandsteine mit stark schwankenden Bankmächtigkeiten charakterisiert die Postelwitz-Formation im Elbsandsteingebirge. Wechsellagerungen von siltigen Sandsteinen, kalkigen Siltsteinen und glaukonitischen Grobsandsteinen, sandigen Mergel und dünnen Konglomeratlagen sind für den nördlich und westlich anschließenden 5-10 km breiten Faziesgürtel bestimmend.

Untergeordnete Einheiten: im Elbsandsteingebirge gehören zur Postelwitz-Formation die Sandsteine a_{1-3} , b_{1-3} sowie c_{1-3} (Gliederung nach LAMPRECHT 1927, 1934). Die lithostratigraphisch deutlich mergeligeren Einheiten des Pirnaer Gebietes gehören ebenfalls zur

Postelwitz-Formation. Sie wurden bereits durch GEINITZ (1849–1850) und BECK (1889) gegliedert in: Unterer Mergel, Unterer Grünsandstein, *lamarcki*-Pläner, Oberer Grünsandstein, Oberer glaukonitisch-sandiger Mergel, Oberquader. Da diese Einheiten etabliert sind (vgl. TRÖGER 1997) erhalten sie den Member-Status.

Liegendgrenze: konkordant auf der Schmilka- oder Brißnitz-Formation. Die Grenze wird im Raum Pirna mit dem Einsetzen eines tonigen Mergels über den kalkigen Siltsteinen der Brißnitz-Formation gezogen. Im südlich anschließenden Elbsandsteingebirge überlagern bioturbate tonige Sandsteine oder Mergel konkordant Sandsteine der Schmilka-Formation.

Hangendgrenze: Schrammstein-Formation (Horizont γ_3 im Elbsandsteingebirge, Basis der Zeichen-Tonbank in der Umgebung von Pirna). Obwohl der dickbankige Sandstein c_3 in seiner Ausbildung schon der im Hangenden folgenden Schrammstein-Formation entspricht, wird aus Gründen der Kartierbarkeit die Obergrenze der Postelwitz-Formation an den Top dieses Horizontes gelegt. Der Übergang von den dünnbankigen Horizonten c_2 zum massigen Sandstein c_3 vollzieht sich außerhalb des Typusprofils allmählich unter Zunahme der Bankmächtigkeiten, ist also nicht immer sicher abgrenzbar, während der Horizont γ_3 im gesamten Verbreitungsgebiet durch feinkörnige Sandsteine und eine Verwitterungshohlkehle leicht aufzufinden ist.

Mächtigkeiten: 150 m bei Pirna bis 280 m im Elbsandsteingebirge

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Die Typusregion der Postelwitz-Formation ist das Elbtal bei Bad Schandau (TK 25: 5050 Bad Schandau, 5151 Reinhardtsdorf-Schöna). Das vorgeschlagene Typusprofil sind die Steinbrüche bei Postelwitz und das Felsmassiv der Schrammsteine (PRESCHER 1981), wo die Sandsteine a_2 bis c_3 aufgeschlossen sind. Allerdings ist die Basis der Postelwitz-Formation hier nicht zugänglich, so dass dieses mehr als 145 m hohe, lückenlose Profil der Postelwitz-Formation nur als Referenzprofil gelten darf. Vorzügliche Aufschlüsse (Referenzprofil) bestehen auch in den Weißen Brüchen an der Elbe zwischen Rathen und Wehlen unterhalb der Bastei (TK 25: 5050 Bad Schandau).

Verbreitung

Sachsen. Die Postelwitz-Formation kommt nur im südöstlichen Teil der Elbtal-Gruppe zwischen Pirna und der Landesgrenze zur Tschechischen Republik vor. Sie entspricht dort dem unteren Teil der Jizera-Formation.

Zeitgleiche Einheiten

Der Postelwitz-Formation entsprechen die Räcknitz-Formation, die höhere Oybin-Formation im Zittauer

Gebirge, und tiefere Teile der jizerké souvrství (Jizera-Formation) in der Böhmisches Kreide.

Alterseinstufung

Die auftretenden Inoceramen und Ammoniten sind biostratigraphisch charakteristisch für das Mittelturnium bis frühe Oberturonium.

Bemerkungen

Fossilien: Die grob- bis mittelkörnigen Sandsteine im Osten des Verbreitungsgebiets sind – abgesehen von Lebensspuren – fossilarm. In den angegebenen Referenzprofilen treten neben zahlreichen anderen Bivalven auch Inoceramen (überwiegend *Inoceramus lamarcki*) auf. Am westlichen Rand der Postelwitz-Formation, im Übergangsbereich zur Räcknitz-Formation, wurden neben den Ammoniten *Collignoniaceras woollgari*, *Co. carolinum* und *Hyphantoceras reussianum* noch folgende Inoceramen nachgewiesen: *Inoceramus apicalis*, *In. lamarcki*-Gruppe, *In. inaequivalvis* und *In. striatoconcentricus*.

Abgrenzungsprobleme: PRESCHER (1981) legte die Grenze von der Postelwitz-Formation zur Schrammstein-Formation zwischen die Quadersandsteine c_1 und c_2 sowie an die Oberkante des Pirnaer Oberquaders. Unterschiedliche Auffassungen über die stratigraphische Parallelisierung der durch Fossilien belegten Übergangsfazies und der fossilarmen sandigen Lithofazies (vgl. SEIFERT 1955, MIBUS 1975, TRÖGER 1997) lassen uns vorschlagen, die Unterkante der Zeichen-Tonbank und den Horizont γ_3 der Schrammstein-Formation zu wählen. Letztere sind bei einer Kartierung in den angesprochenen Lithofazies-Gebieten sehr gut zu erfassen. Die Korrelation folgt damit der Auffassung von SEIFERT (1995), die durch verschiedene Arbeiten (z.B. PRESCHER 1954, VOIGT 1995) bestätigt wurde.

Literatur

LAMPRECHT (1927, 1934), MIBUS (1975), PRESCHER (1954, 1981), SEIFERT (1955), TRÖGER (1997), VOIGT (1995), WANDERER (1909)

(23) Oybin-Formation (Taf. 3, Fig. 2)

VOIGT, T. & TRÖGER, K.-A.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft und dem Berg Oybin im Zittauer Gebirge (Sachsen)

Übergeordnete Einheiten: Elbtal-Gruppe

Erstbeschreibung: VOIGT (1995)

Chronostratigraphie: Unterturonium und Mittelturnium, Oberturonium (?)

Synonyme: Quadersandsteingebirge (COTTA 1838), Oberquader (GEINITZ 1871–1875), Obere Kreideformation des Zittauer Gebirges (SIEGERT 1897), Brongniartiquader (SIEGERT 1897)

Beschreibung

Lithologie: mittel- bis grobkörnige, häufig konglomeratische Quarzsandsteine mit bis zu 2 m mächtigen Konglomeratbänken

Untergeordnete Einheiten: keine

Liegendgrenze: obertägig auf deutscher Seite nicht aufgeschlossen, in Bohrungen liegt sie auf kalkig zementierte fein- bis mittelkörnige Sandsteinen der Oberhäslich-Formation (Bohrung Lückendorf E 1/60, TRÖGER 1964). Die Grenze wird mit dem Einsetzen konglomeratischer Sandsteine gezogen, da die karbonatische Zementation der Sandsteine ein wechselndes diagenetisches Merkmal darstellt.

Hangendgrenze: feinkörnige Kalksandsteine der Lückendorf-Formation

Mächtigkeit: Die Gesamtmächtigkeit der Oybin-Formation erreicht in der Bohrung Lückendorf E 1/60 etwa 430 m (TRÖGER 1964).

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion der Oybin-Formation ist das Zittauer Gebirge. Als Typusprofil kann die Bohrung Lückendorf E 1/60 gelten (TK 25: 5154 Zittau-Süd), die als einzige Bohrung die Formation in voller Mächtigkeit durchteuft. Der reduzierte Kern der Bohrung liegt im Kernlager des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie in Freiberg. Der namensgebende Berg Oybin stellt das 130 m mächtige Referenzprofil dar (TK 25: 5154 Zittau-Süd); weitere vorzüglich aufgeschlossene Referenzprofile sind der Töpfer und der Ameisenberg mit ca. 190 m Mächtigkeit (TK 25: 5154 Zittau-Süd).

Verbreitung

Sachsen, Zittauer Gebirge (Oberlausitz)

Zeitgleiche Einheiten

Die Oybin-Formation entspricht in der Elbtalkreide zeitlich vermutlich den Brießnitz-, Schmilka-, Postelwitz- und Räcknitz-Formationen, eventuell auch tieferen Teilen der Schrammstein- und Strehlen-Formationen. Auf böhmischer Seite korreliert die Oybin-Formation mit der jizerké souvrství (Jizera-Formation) und der bělohorské souvrství (Bila-Hora-Formation).

Alterseinstufung

Biostratigraphie: Die Fossilarmut verhindert eine biostratigraphische Untergliederung. Das biostratigra-

phische Intervall ist durch die Unterlagerung durch kalkhaltige Sandsteine der Oberhäslich-Formation gesichert, die hier das gesamte Cenomanium vertritt. Punktweise treten in der Oybin-Formation Inoceramen auf, die Unterturonium (*Mytiloides labiatus*) und Mittelturonium (*Inoceramus lamarcki*) belegen (SIEGERT 1897, ANDERT 1929).

Bemerkungen

Environment: Die Oybin-Formation wurde entsprechend ihrer Korngröße und der häufigen Schrägschichtung unter hochenergetischen Bedingungen sedimentiert. Besonders die Konglomeratlagen deuten auf Sturmeeinfluss und sehr hohe Strömungsgeschwindigkeiten hin.

Fossilien: Die Oybin-Formation ist sehr fossilarm. In den Steinbrüchen bei Oybin wurde *Inoceramus lamarcki lamarcki* nachgewiesen. Selten treten Spurenfossilien (*Thalassinoides*, *Ophiomorpha*) auf.

Abgrenzungsprobleme: Die Oybin-Formation lässt sich trotz hoher Mächtigkeit nicht weiter untergliedern. Die nur örtlich zu beobachtende diagenetische Rötung geht vermutlich auf vulkanische Einflüsse (känozoische Basalte) zurück.

Literatur

ANDERT (1929), COTTA (1838), GEINITZ (1871–1875), SIEGERT (1897), TRÖGER (1964), VOIGT (1995)

(24) Lückendorf-Formation

VOIGT, T., TRÖGER, K.-A. & TORIZIN, J.

Ableitung des Namens: nach dem Ort Lückendorf im Zittauer Gebirge (Sachsen)

Übergeordnete Einheiten: Elbtal-Gruppe

Erstbeschreibung: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Oberturonium, Unterconiacium (?)

Synonyme: Brongniartiquader, kalkhaltige Sandsteine von Lückendorf, Stufe t3 (SIEGERT 1897), Kalksandstein und Mergel mit *Spondylus spinosus*, m₂ (MÜLLER 1929), Zone des *Spondylus spinosus* SOW. und *Heteroceras reussianum* SCHL. (ANDERT 1929), Kalksandsstein der Scaphitenzone (PIETZSCH 1962)

Beschreibung

Lithologie: überwiegend bioturbate, feinkörnige feldspatführenden Quarzsandsteinen. Im unteren Teil häufen sich grobsandige bis feinkiesige Zwischenlagen. Ein charakteristisches Merkmal ist neben Bioturbation und recht reicher Fossilführung karbonatische Zemen-

tierung, die aber in Oberflächennähe auch sekundär fehlen kann.

Untergeordnete Einheiten: keine, die Gliederung in drei Untereinheiten auf dem angrenzenden böhmischen Gebiet (MÜLLER 1929) lässt sich im Zittauer Gebirge nicht nachvollziehen.

Liegendgrenze: Die Lückendorf-Formation kann gegen die liegende Oybin-Formation durch einen abrupten Korngrößenwechsel von konglomeratischen Grobsandsteinen zu gut sortierten bioturbaten Feinsandsteinen abgegrenzt werden. Die Definition der Liegendgrenze mit dem Einsetzen karbonatischer Zemente ist ungeeignet, da diese bereits in den gröberen Sandsteinen der Oybin-Formation auftreten und häufig aussetzen.

Hangendgrenze: erosiv gekappt. Der Anschluss an die gröberen Sandsteine der Waltersdorf-Formation am Hang des Hochwaldes ist unbekannt. An der Lausche, die maßgeblich von der hangenden Waltersdorf-Formation aufgebaut wird, liegt die Lückendorf-Formation mutmaßlich noch unter dem Talgrund und wurde noch nicht erbohrt.

Mächtigkeit: mehr als 30 m

Typusprofil etc.

Typusregion ist das Zittauer Gebirge (Oberlausitz / Sachsen). Die Aufschlüsse an der Straße von Zittau nach Lückendorf geben ein etwa 30 m mächtiges Profil mit der Auflagerung feinkörniger, kalzitisch zementierter Quarzsandsteine auf die grobkörnige Oybin-Formation. Der Top der Lückendorf-Formation ist nicht aufgeschlossen (Referenzprofil). Als weiteres Referenzprofil kann die Bohrung Lückendorf E 1/60 gelten (TK 25: 5154 Zittau-Süd), die auf der unmittelbar angrenzenden Hochfläche abgeteuft wurde. Die reduzierten Kerne sind im Kernmagazin des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie in Freiberg eingelagert.

Verbreitung

Sachsen. Zittauer Gebirge

Zeitgleiche Einheiten

Die Lückendorf-Formation entspricht den unteren Abschnitten der Strehlen- und Schrammstein-Formationen und der teplicke souvrství (Teplice-Formation) in der Tschechischen Republik.

Alterseinstufung

Nach *Hyphantoceras*-Funden im unteren Kalksandstein am ehemaligen Zollhaus Lückendorf ergibt sich biostratigraphisch Oberturonium (ANDERT 1932). Die

höheren Teile sind auf deutschem Gebiet nicht biostratigraphisch belegt.

Bemerkungen

Environment: Die geringe Korngröße und die intensive Bioturbation sprechen für die Ablagerung in einem relativ niedrigerenergetischen Milieu. Die reiche Fauna ist typisch für den flachen Vorstrand und normalmarine Verhältnisse. Der rasche Übergang aus den konglomeratischen Sandsteinen der Oybin-Formation indiziert einen Meeresspiegelanstieg.

Fossilien: Die Fauna besteht in der Hauptsache aus Bivalven (Austern sowie *Chlamys virgatus*, *Neithea grypheata*, *Entolium membranaceum*, *Lima canalifera*, *Liopistha aequivalvis* und nicht genauer bestimmbar Pinniden. Dazu kommen Serpuliden (*Sarcinella socialis*) und selten einzelne Krebscheren von *Protocallianassa antiqua*. Stark bioturbate Abschnitte mit *Thalassinoides saxonicus* treten auf.

Abgrenzungsprobleme: Die laterale Verzahnung mit der Schrammstein-Formation ist unbekannt. Der Anschluss zu den Sandsteinen der Waltersdorf-Formation ist nirgends aufgeschlossen und muss deshalb vorläufig offen bleiben.

Literatur

Andert (1929, 1932), Müller (1929), Pietzsch (1962), Siegert (1897), Tröger & Voigt (2000)

(25) Strehlen-Formation (Abb. 22)

TRÖGER, K.-A. & VOIGT, T.

Ableitung des Namens: nach dem Stadtteil von Dresden (Sachsen)

Übergeordnete Einheiten: Elbtal-Gruppe

Erstbeschreibung: PRESCHER (1981), unter Bezug auf KRENKEL (1914)

Chronostratigraphie: Oberturonium und Unterconiacium

Synonyme: Brongniartipläner, Pläner mit *Inocermaus Brongniarti*, Plänerkalkstein von Strehlen, Brongniartimergel (GÜMBEL 1868, BECK & HAZARD 1893), Plänerkalk von Weinböhla, Strehleener Schichten (KRENKEL 1914, SEIFERT 1955, PRESCHER 1981)

Beschreibung

Lithologie: Mergelsteine und kalkhaltige Tonsteine, die auch in mikritische Kalkmergelsteine übergehen können. Seltener treten feinsandige, glaukonitische Mergelsteine auf.

Untergeordnete Einheiten: Die Strehlen-Formation enthält ein kalkreiches Basisglied, das stratigraphisch und faziell vollständig den Kalksteinen von Weinböhla entspricht. Letztere werden deshalb nicht mehr gesondert ausgehalten. Der Strehleener Kalk wurde bereits in den ersten geologischen Bearbeitungen der Sächsischen Kreide erwähnt und ist als etwa 4 m mächtige kalkreiche Zone gut abgrenzbar (TRÖGER & WOLF 1960). Da es sich um einen etablierten Namen handelt, soll er informell auf Bank-Status weiterverwendet werden.

Liegendgrenze: konkordant auf den Mergeln der Räcknitz-Formation. Die Festlegung der Basis der Strehlen-Formation erfolgt mit einem sprunghaften Anstieg der Karbonatgehalte von 40 % (Tonmergel) auf mehr als 60 % (Kalkmergelsteine) oder der ersten Kalkmergelsteinlage (VOIGT & HILBRECHT 1997).

Hangendgrenze: erosiv gekappt. Mit der Strehlen-Formation endet im nördlichen Verbreitungsgebiet der Elbtalkreide die sedimentäre Überlieferung.

Mächtigkeit: mehr als 100 m, in der Bohrung Blasewitz 140 m (VOIGT & HILBRECHT 1997).

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

PRESCHER (1981) benannte kein Typusprofil, verwies allerdings auf die ehemaligen Steinbrüche in Dresden-Strehlen, die heute vollständig verfüllt sind. Das Referenzprofil wurde in einem Schurfschacht an der Christuskirche in Dresden-Strehlen (TK 25: 4948 Dresden-Süd) aufgenommen (TRÖGER & WOLF 1960). Ein weiteres Referenzprofil ist die Bohrung Dresden-Blasewitz 1/60 (TK 25: 4948 Dresden-Süd), die das bisher vollständigste Profil der Strehlen-Formation zeigt. Kernproben und das Fossil-Material der Bohrung sind im Kernmagazin des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, Freiberg, hinterlegt.

Verbreitung

Sachsen. Elbtal-Gruppe zwischen Pillnitz und Weinböhla

Zeitgleiche Einheiten

Als zeitgleiche Einheiten sind die Schrammstein-Formation im Elbsandsteingebirge, Lückendorf- und Waltersdorf-Formationen im Zittauer Gebirge, die teplické souvrství (Teplice-Formation) und der untere Teil der březenské souvrství (Březno-Formation) in der Tschechischen Republik anzusehen.

Alterseinstufung

Auf der Basis von Ammoniten und Inoceramen wurden biostratigraphisch die *Mytiloides incertus*-Zone

(Oberturonium) bis *Cremnoceramus crassus*-Zone (Unterconiacium) nachgewiesen. Aus einer Bohrung (Bonnewitz nördlich von Pirna) ist tiefstes Mittelconiacium (*Volviceramus koenei*-Zone) mit Platyceramen der *mantelli*-Gruppe bekannt.

Bemerkungen

Fossilien: In der Strehlen-Formation wurden folgende Ammoniten nachgewiesen: *Hyphantoceras reussianum*, *Subprionocyclus neptuni*, *Scaphites geinitzi*, *Sc. kieselingswaldensis* und *Eubostrychoceras saxonicum*. Folgende Inoceramen treten auf: *Mytiloides incertus*, *Inoceramus labiatoidiformis*, *In. perplexus*, *In. scupini*, *In. kleini*, *Cremnoceramus crassus*, *Cr. incostans* und *Platyceramus mantelli*.

Environment: Wie die unterlagernde Räcknitz-Formation deuten die geringen Korngrößen und die intensive Bioturbation innerhalb der Strehlen-Formation auf ein offen-marines, strömungsarmes Milieu hin. Die erhöhten Kalkgehalte des Strehleener Kalksteins gehen auf Calcisphären und Coccolithen zurück (VOIGT 1995) und deuten auf distalere Ablagerungsbedingungen hin. WEJDA (1993) konnte auf der Grundlage des Plankton / Benthos-Verhältnisses bei den Foraminiferen eine rasche Vertiefung an der Basis der Strehlen-Formation nachweisen.

Literatur

BECK & HAZARD (1893), GÜMBEL (1868), KRENKEL (1914), PRESCHER (1981), TRÖGER & WOLF (1959), TRÖGER (1987, 2001a) TRÖGER & WEJDA (1997), VOIGT (2001), VOIGT & HILBRECHT (1997), VOIGT (1995), WEJDA (1993)

(26) Schrammstein-Formation

(Taf. 3, Fig. 1; Abb. 22)

TRÖGER, K.-A. & VOIGT, T.

Ableitung des Namens: nach der Felsgruppe Schrammsteine im Elbsandsteingebirge bei Bad Schandau (Sachsen)

Übergeordnete Einheiten: Elbtal-Gruppe

Erstbeschreibung: PRESCHER (1981)

Chronostratigraphie: Oberturonium und Unterconiacium

Synonyme: Oberer Quader, Oberquader, Obere Quadersandsteine (GEINITZ 1849–1850), Sandstein Stufe d und e (LAMPRECHT 1927, SEIFERT 1955), Herrenleite-Sandstein (ANDERT 1928), Schrammstein-Schichten, Rathewalde-Schichten (PRESCHER 1981)

Beschreibung

Lithologie: mittel- bis grobkörnige, kieselig zementierte Quarzsandsteine, die massiv bis dickbankig ausgebildet sind. Gelegentlich treten schräggeschichtete, bioturbate Feinsandsteine und konglomeratische Sandsteine auf. Zum Beckeninneren bei Pirna sind geringmächtige Tone und Mergel eingeschaltet.

Untergeordnete Einheiten: Im Elbsandsteingebirge kann die Schrammstein-Formation in die Sandsteinhorizonte d (40-60 m, massive, gelegentlich schräggeschichtete Sandsteine, mittel- bis grobkörnig) und e (> 80 m, dickbankige, häufig schräggeschichtete oder bioturbate, mittelkörnige Sandsteine) und die Horizonte γ_3 und $\delta 2$ (jeweils 1-4 m, dünnebankte, häufig schräggeschichtete Sandsteine, fein- bis mittelkörnig, gelegentlich siltig, teilweise bioturbat) untergliedert werden. Zwischen Rathen und Pirna werden die Einheiten traditionell in den Zeichener Ton (4-6 m, graue Tonsteine, bioturbat, selten Mergel), Herrenleite-Sandstein (20-50 m, dickbankige Sandsteine, Basis mit Tonlagen, massiv oder schräggeschichtet, häufig Rinnenstrukturen, wandbildend), Braunsitzbach-Mergel (20-30 m, sandige Mergel, glaukonitisch, fossilreich) und Zatzschke-Mergel (> 60 m, sandige Mergel, glaukonitisch, fossilreich) unterteilt (SEIFERT 1955, TRÖGER 1997).

Liegendgrenze: im Elbsandsteingebirge die Postelwitz-Formation mit Sandstein c_3 , in der Umgebung von Pirna die Postelwitz-Formation mit dem Oberquader.

Hangendgrenze: erosiv gekappt

Mächtigkeit: mehr als 140 m

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Das Typusprofil, der natürliche Aufschluss der Schrammsteine, liegt östlich von Bad Schandau (TK 25: 5050 Bad Schandau) und schließt die Schrammstein-Formation von der Basis bis zum Sandstein e in etwa 95 m Mächtigkeit auf. Am benachbarten Großen Winterberg (TK 25: 5050 Bad Schandau) erreicht die Schrammstein-Formation ihre maximale Mächtigkeit von 140 m. Als Referenzprofile können die Übergangsfazies mit ihren kleineren Einheiten ist zwischen Wehlen und Pirna-Zeichen gelten, die am nördlichen Elbhang und in den nördlichen Seitentälern der Elbe vollständig aufgeschlossen sind. Kernproben und Fossilien der Bohrungen sind im Kernmagazin des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, Freiberg, eingelagert.

Verbreitung

Sachsen, Elbsandsteingebirge und Umgebung von Pirna

Zeitgleiche Einheiten

Der Schrammstein-Formation entsprechen die Strehlen- und Lückendorf-Formationen sowie die teplické souvrství (Teplice-Formation) und die unteren Teile der březenské souvrství (Březno-Formation) in der Tschechischen Republik.

Alterseinstufung

Biostratigraphisch verwertbare Fauna wurde aus dem Herrenleite-Sandstein, dem Sandstein d und dem Sandstein e nur punktförmig bekannt (HÄNTZSCHEL 1928, ANDERT 1928, 1934, SEIFERT 1955, TRÖGER 1997). Eine Ausgliederung von Zonen und eine exakte Grenzziehung zwischen dem Turonium und Coniacium ist nicht möglich. Die Basis der Schrammstein-Formation bei Pirna, der Zeichener Ton, enthält eine Fauna des Oberturonium. In den höheren Teilen lässt sich lediglich die *Cremnoceramus crassus*- bzw. *Inoceramus schloenbachi*-Zone des Unterconiacium nachweisen.

Bemerkungen

Fossilien: In der Schrammstein-Formation wurden neben dem Ammoniten *Placenticeras d'orbignyanum* noch folgende Inoceramen nachgewiesen: *Mytiloides carpathicus*, *Inoceramus perplexus*, *Cremnoceramus inconstans* und *Cr. rotundatus*.

Abgrenzungsprobleme: MIBUS (1975) korrelierte lithostratigraphisch den Herrenleite-Sandstein der Schrammstein-Formation mit dem Quadersandstein c_3 der Postelwitz-Formation des Elbsandsteingebirges. Nachfolgende sedimentologische Untersuchungen von VOIGT (1995) machen allerdings die ursprüngliche Auffassung von SEIFERT (1955) wahrscheinlich, dass der Herrenleite-Sandstein dem Sandstein d der Schrammstein-Formation entspricht.

Literatur

ANDERT (1928, 1932, 1934), GEINITZ (1849–1850, 1871-1875), HÄNTZSCHEL (1928), LAMPRECHT (1927), MIBUS (1975), PRESCHER (1981), SEIFERT (1955), TRÖGER (1997), VOIGT (1995)

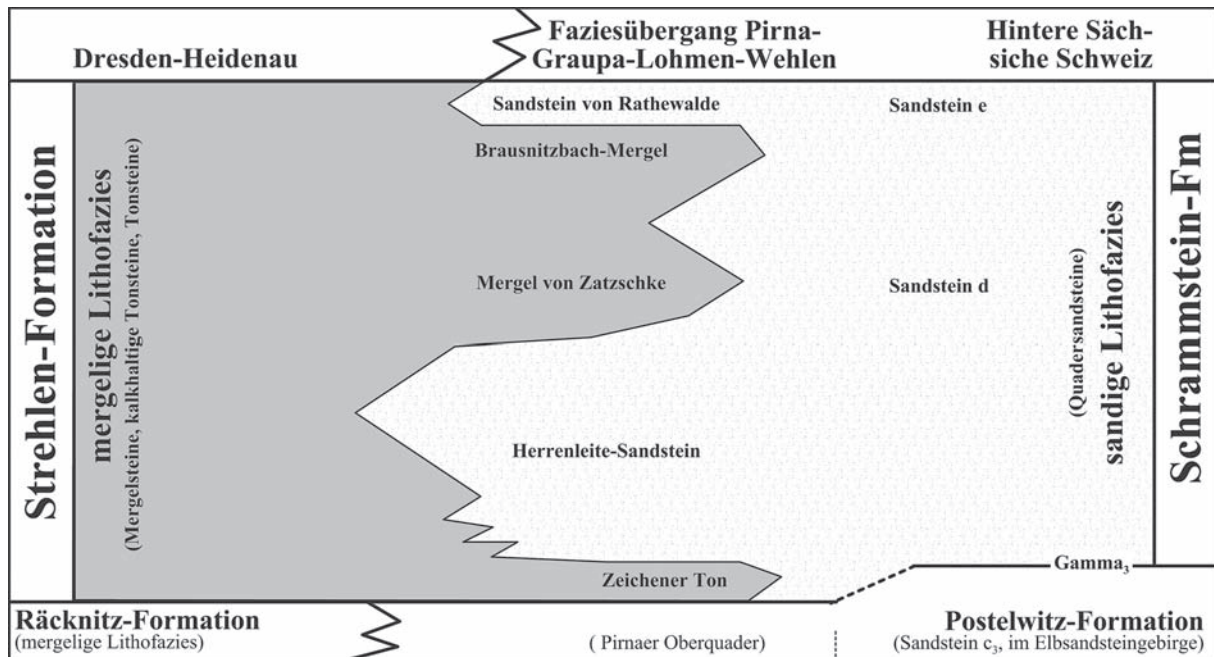


Abb. 22. Aufbau und Verzahnung der (25) Strehlen- und (26) Schrammstein-Formationen in Sachsen zwischen Dresden, Pirna und dem Elbsandsteingebirge (nach SEIFERT 1955, PRESCHER 1981, TRÖGER et al. 1995).

(27) Waltersdorf-Formation

VOIGT, T. & TRÖGER, K.-A.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft Waltersdorf im Zittauer Gebirge (Sachsen)

Übergeordnete Einheiten: Elbtal-Gruppe

Erstbeschreibung: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Oberturonium und Unterconiacium

Synonyme: Brongniartquader (SIEGERT 1897), Sonnenberg-Schichten (HEINZ 1929), Zone des *Inoceramus schloenbachi*, Stufe α und β (ANDERT 1929)

Beschreibung

Lithologie: Wechsellagerung von dickbankigen, feinkörnigen Quarzsandsteinen und dünnbankigen, häufig auskeilenden Feinkiesen und grobkörnigen Sandsteinen, die meist unmittelbar von zentimeterdicken Pelithorizonten überlagert werden. An der Basis der Waltersdorf-Formation sind die Sandsteine nur schwach zementiert und Mergellagen können auftreten (ANDERT 1929). Zum Hangenden erfolgt der Übergang zu massigen, teilweise schräggeschichteten Quarzsandsteinen hoher Mächtigkeit.

Untergeordnete Einheiten: Innerhalb der Waltersdorf-Formation lassen sich mindestens drei Untereinheiten vom Liegenden ins Hangende gut voneinander abgrenzen, die hiermit Member-Status erhalten:

Sonnenberg-Sandstein = überwiegend feinkörnige, kieselig zementierte Sandsteine. Die Sandsteinbänke von Dezimeter- bis Meter-Mächtigkeit sind bioturbat

und sehr fossilreich. Sie werden durch dünne Kies- und Pelitlagen getrennt.

Lausche-Sandstein = mittel- bis grobkörnige Sandsteine, meist dickbankig und massiv, seltener schräggeschichtet, weisen keine tonigen Zwischenlagen auf.

Hochwald-Sandstein = gut sortierte, überwiegend mittelkörnige Quarzsandsteine mit wechselnder Bankmächtigkeit, häufig bioturbat und relativ fossilreich. Er ist häufig bioturbat und relativ fossilreich. Der Hochwald-Sandstein bildet den höheren Teil des Hochwaldes, ist aber nur auf tschechischem Gebiet in mehreren auflässigen Steinbrüchen aufgeschlossen. Er ist an der Lausche nicht nachgewiesen, dürfte aber unter dem Basaltschutt über dem Lausche-Sandstein folgen.

Liegendgrenze: Die Untergrenze der Waltersdorf-Formation ist nicht bekannt, da der Kontakt zur älteren Lückendorf-Formation im Typusgebiet bisher nicht erschlossen wurde. Am Hochwald gestatten die schlechten Aufschlussverhältnisse und die ausgeprägte känozoische Bruchtektonik keine Rekonstruktion der Lagerungsverhältnisse.

Hangendgrenze: erosiv gekappt. An der Obergrenze liegen am Hochwald und an der Lausche känozoische Phonolithe. Mit der Waltersdorf-Formation endet die sedimentäre Überlieferung der Oberkreide im Zittauer Gebirge.

Mächtigkeit: Unter Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse ergibt sich eine wahrscheinliche Mächtigkeit von mindestens 250 m.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Ein Typusprofil kann wegen der schlechten Aufschluss-situation nicht angegeben werden. Referenzprofile finden sich bei Waltersdorf im Gebiet der Lausche und in Steinbrüchen am Westhang des Sonnenberges (TK 25: 5153 Waltersdorf).

Verbreitung

Sachsen. Zittauer Gebirge (Oberlausitz). Die Waltersdorf-Formation ist auf die beiden höchsten Berge im Zittauer Gebirge beschränkt, der Lausche und dem Sonnenberg. Vorläufig werden biostratigraphisch etwas jüngere Sandsteine und Mergel am Hochwald (auffällige Steinbrüche am Südhang) mit *Cremnoceramus crassus* und nördlich von Lückendorf ebenfalls zur Waltersdorf-Formation gestellt, obwohl ihre Stellung im stratigraphischen Gerüst nur auf biostratigraphischen Einstufungen beruht und der Anschluss an den Lausche-Sandstein aufschlussbedingt unklar ist.

Zeitgleiche Einheiten

In der Tschechischen Republik werden die Ablagerungen des Unterconiacium ohne lithostratigraphische Gliederung als březenské souvrství (Březno-Formation) zusammengefasst.

Alterseinstufung

Im Sonnenberg-Sandstein treten biostratigraphisch nach ANDERT (1911, Revisionen von HEINZ 1929) und WALACZYK (1996) die nachfolgenden Inoceramen auf: *Mytiloides scupini*, *Inoceramus lusatie*, *Cremnoceramus waltersdorfensis* und *Cr. rotundatus*. Dazu kommt noch *Didymotis* sp. (TRÖGER & VOIGT 1995). Die Waltersdorf-Formation vertritt demzufolge das höhere Oberturonium und das tiefere Unterconiacium.

Am Süd-Hang des Hochwaldes wurde *Cr. crassus* nachgewiesen, der das höhere Unterconiacium belegt.

Bemerkungen

Environment: In der Waltersdorf-Formation werden marine Sandsteine zusammengefasst, die unter wechselnden energetischen Bedingungen sedimentiert wurden. Die fossilreichen, gebankten Sandsteine in den Brüchen um Waltersdorf (Sonnenberg-Sandstein) wurden auf dem tieferen Vorstrand unter Sturmfluss abgelagert. Für die überlagernden teilweise konglomeratischen Sandsteine ist eine Ablagerung unter höher energetischen Bedingungen im Brandungseinfluss anzunehmen. Die Fazies des Hochwald-Sandsteins entspricht wiederum der Ausbildung des Sonnenberg-Sandsteins.

Fossilien: Die Fauna besteht in der Hauptsache aus Bivalven (Austern sowie *Chlamys virgatus*, *Neithea grypheata*, *Entolium membranaceum*, *Lima canalifera*, *Liopistha aequivalvis* und nicht genauer bestimmbar Pinniden. Dazu kommen Serpuliden (*Sarcinella socialis*) und selten einzelne Krebsscheren von *Proto-callianassa antiqua*. Stark bioturbate Abschnitte mit *Thalassinoides saxonicus* treten auf.

Abgrenzungsprobleme: Die laterale Verzahnung mit der Schrammstein-Formation ist unbekannt. Der Anschluss zu den Sandsteinen der Waltersdorf-Formation ist nirgends aufgeschlossen und muss deshalb vorläufig offen bleiben.

Literatur

Andert (1911, 1929), Heinz (1929), Kopecky (1963), Pietzsch (1962), Siegert (1897), Tröger & Voigt (2000), Walaszyk (1996)

3. Megasequenz von Schleswig-Holstein, Mecklenburg-Vorpommern und dem nördlichen Niedersachsen

Die oberkretazischen Sedimente in Schleswig-Holstein, Mecklenburg-Vorpommern und dem nördlichen Niedersachsen treten nur vereinzelt in tektonischen Hochlagen an die Oberfläche. Klassische, heute noch zugängliche Aufschlüsse sind die Kreideklippen der Ostsee-Insel Rügen und die großen Tagebaugruben in Lägerdorf bei Itzehoe, die das „Standardprofil für die oberkretazische weiße Schreibkreide von Nordwestdeutschland“ (SCHULZ et al. 1984) zeigen. In diesen Aufschlüssen wurde insbesondere ab den 1960er Jahren Schicht für Schicht aufgenommen, darin befindliche Fossilien horizontiert gesammelt und eine Zonengliederung erstellt, die bis heute ihre Gültigkeit hat (z.B. ERNST 1963, 1964). Im Vordergrund standen dabei aber eindeutig biostratigraphische Aspekte.

Auskünfte über die weite Verbreitung der Schreibkreide unter mehreren hundert Meter mächtigen Paläogen- und Neogen-Schichten brachten ab den 1930er Jahren das Reichsbohrprogramm und die Erdöl-Exploration in Niedersachsen. Daraus ergab sich zwangsläufig die praktische Notwendigkeit, Fossilfunde zur Datierung der Bohrungen heranzuziehen. Fortan spielten nicht nur die Cephalopoden und Inoceramen, mit denen bevorzugt die Aufschlüsse biostratigraphisch eingestuft wurden, sondern in zunehmenden Maßen auch die Mikrofossilien wie Foraminiferen eine große Rolle. Die Bohrungen bewiesen nicht nur, dass die Schreibkreide über weite Distanzen in Norddeutschland unter känozoischer Bedeckung ansteht, sondern auch, dass die lithostratigraphisch so monoton erscheinenden Schichteinheiten mittels geophysikalischer Bohrlochmessungen, damals als „elektrisches Kennen“ bezeichnet, in Verbindung mit mikrobiostratigraphischen Eintufungen verlässlich über das gesamte norddeutsche Becken zu korrelieren sind (BALDSCHUHN & JARITZ 1977, KOCH 1977). Die geophysikalischer Bohrlochmessungen mit ihren 83 oberkretazischen SP- (Eigenpotential-) Peaks sind bis heute ein Standard für die deutsche Erdöl-Industrie und daher auch ein wichtiger, integrativer Bestandteil der lithostratigraphischen Untergliederung der Schreibkreide-Gruppe Norddeutschlands.

Schreibkreide-Gruppe

(Taf. 4, Fig. 4, 5; Abb. 1, 23)

NIEBUHR, B.

Ableitung des Namens: nach der typischen Lithologie

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: NIEBUHR (2006)

Chronostratigraphie: Mittelturonium (?), Oberturonium (?), Unterconiacium bis Obermaastrichtium (in Norddeutschland), bis Unterdanium (z.B. in Süddänemark)

Synonyme: Upper Cretaceous white chalk of NW Germany (Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor) (SCHULZ et al. 1984)

Beschreibung

Lithologie: Eine Schreibkreide besteht ganz überwiegend aus biomikritischem Niedrig-Magnesium-Kalzit, ist durch einen Karbonat-Gehalt über 90 % (EHRMANN 1986) und einem Porenvolumen von 40 bis 50 % (SCHOLZ 1973) charakterisiert. Letzteres und besondere bodenmechanische Eigenschaften unterscheidet sie von einem (diagenetisch verfestigten) Kalkstein. Lithologische Unterscheidungsmerkmale für eine Untergliederung in untergeordnete Einheiten sind Flinte, grobkörnige Bestandteile, Nicht-Karbonat-Anteile und Sedimentationsanomalien.

Untergeordnete Einheiten: Im Schreibkreide-Standardprofil Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor-Basbeck lassen sich vom Liegenden ins Hangende folgende sechs Formationen ausscheiden. Krempe-Formation = Schreibkreide reich an Ton-, Tonschlieren- und Grabganglagen, mit weißen und hellgrauen Flinten (Unterconiacium bis Obersantonium).

Lägerdorf-Formation mit Grobkreide-1-Bänken = Schreibkreide mit wenigen Mergel- und Grabganglagen, reich an schwarzen Flinten (höchstes Obersantonium bis höchstes Unterampanium).

Dägeling-Formation mit Meerdorf-Member = Schreibkreide mit *Zoophycos*-Spreiten und sehr wenigen mergeligen Bereichen, Mergel- und Grabganglagen, nur an der Basis und am Top wenige schwarze Streuflinte, der mittlere Abschnitt ist Flint-frei (höchstes Unterampanium bis oberes Oberampanium).

Kronsmoor-Formation mit Grobkreide-2-Bänken = Flint-freie Schreibkreide mit vielen mergeligen Bereichen und Grabganglagen und den niedrigsten Karbonat-Gehalten im Schreibkreide-Standardprofil (oberes Oberampanium bis Untermaastrichtium).

Hemmoor-Formation mit Rügen-Member und Paramoudra-Flint-Bänken = Schreibkreide mit vielen *Zoophycos*-Spreiten und dünnen Mergellagen, sehr viele und große, schwarze Streuflinte, Flintlagen und auch Paramoudra-Flinte (Untermaastrichtium bis Obermaastrichtium).

Reitbrook-Formation mit Unterem, Mittlerem und Oberem Reitbrook-Member = Flint-reiche, glaukonitische und poröse Kalkarenite (Obermaastrichtium in Norddeutschland, Obermaastrichtium bis tiefstes Unterdanium in Süddänemark).

Liegendgrenze: das Einsetzen der Schreibkreide-Sedimentation. Die Liegendgrenze wurde im Schreibkreide-Standardprofil Lägerdorf–Kronsmoor–Hemmoor–Basbeck nicht erreicht. Bohrungen an der Typuslokalität direkt über der Salzstruktur Krempe–Lägerdorf durchteuften weder die Basis der Schreibkreide noch erreichten sie den Gipshut (BALDSCHUHN et al. 2001). In Bohrlochmessungen befindet sich die Liegendgrenze der Schreibkreide-Gruppe sicher unterhalb von SP-Peak 26 (NIEBUHR 2006).

Hangendgrenze: das Aussetzen der Schreibkreide-Sedimentation. Dieser Bereich fällt in Norddeutschland überall in eine Schichtlücke, die an einigen Lokalitäten durch ein Konglomerat aus grün-umrandeten Flinten markiert wird. In Bohrlochmessungen ist der Übergang von der Reitbrook-Formation der Schreibkreide-Gruppe in die hangende lithostratigraphische Einheit („Dan-Kalk“, GÜRS et al. 2002) durch einen markanten Anstieg im Widerstands-Log gekennzeichnet, das Eigenpotential-Log zeigt zwischen SP-Peak 83 (Obermaastrichtium) und SP-Peak 84 (Danium) keine Veränderung (BALDSCHUHN & JARITZ 1977, BALDSCHUHN 1979). In durchgehenden Kreide / Paläozen-Grenzprofilen (außerhalb von Norddeutschland, z.B. Stevns Klint, Süddänemark) endet die Schreibkreide-Gruppe nach der hier gegebenen Definition maximal 0,90 m im Hangenden des „Fischschiefers“ oberhalb des „Cerithiumkalks“, also im tiefsten Danium (Paläozen).

Mächtigkeit: Die Schreibkreide-Gruppe umfasst mehr als 1.000 m in den mächtigsten Bohrungen, z.B. Bremen E 2 und Taaken-Ottersberg 1 bei Bremen (Niedersachsen) (vgl. BALDSCHUHN & JARITZ 1977). In der Standardbohrung Offenseth 1 (Schleswig-Holstein) erreicht sie ca. 720 m.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern, wo die Schreibkreide-Fazies flächendeckend erhalten ist und auch die Typusprofile der sechs Formationen der Schreibkreide-Gruppe liegen. Das Typusprofil ist das Schreibkreide-Standardprofil Lägerdorf–Kronsmoor–Hemmoor–Basbeck (vgl. SCHULZ et al. 1984) in Schleswig-Holstein (TK 25: 2123 Lägerdorf, 2023 Itzehoe) und Niedersachsen (TK 25: 2220 Marne). Das Referenzprofil ist die flachliegende und tektonisch ungestörte Standardbohrung Offenseth 1 (Schleswig-Holstein, TK 25: 2124 Brande-Hörnerkirchen), die nur ca. 12 km südöstlich von Lägerdorf und

Kronsmoor und ca. 40 km nordöstlich von Hemmoor und Basbeck abgeteuft wurde (vgl. BALDSCHUHN & JARITZ 1977, KOCH 1977, NIEBUHR 2006).

Verbreitung

Schleswig-Holstein, Bremen, Hamburg, Mecklenburg-Vorpommern, Niedersachsen, Brandenburg. Geotektonisch liegt ein großer Teil des Ablagerungsgebietes der Schreibkreide-Gruppe auf der Pompeckj-Scholle und der sich östlich anschließenden Nordmecklenburg-Scholle.

Zeitgleiche Einheiten

Der Schreibkreide-Gruppe sind ca. 30 verschiedene Formationen aus proximaleren Ablagerungsräumen südlich vorgelagert.

Alterseinstufung

Makrobiostratigraphisch gesichert ist bis heute eine Schreibkreide-Sedimentation in Norddeutschland vom Unterconiacium (*Cremnoceramus deformis*-Zone) bis an den Top des erosiv abgeschnittenen Obermaastrichtium (*Tylocidaris baltica* / *Oxytoma danica*-Zone). Dies umfasst in den Bohrlochmessungen die SP-Peaks 26 bis 83 (vgl. BALDSCHUHN & JARITZ 1977, NIEBUHR 2006).

Verschiedenes

Environment: pelagische Sedimente eines offenen Epikontinentalmeeres mit 50-200 m Wassertiefe.

Fossilien: Die stratigraphisch wichtigen Makrofossilien der Schreibkreide-Gruppe sind Belemniten, Echiniden, Muscheln, Ammoniten und Crinoiden (SCHULZ et al. 1984); wichtige Mikro- und Nannofossilien sind Coccolithen, Calcisphären, Foraminiferen und Ostrakoden.

Abgrenzungsprobleme: Es ist nicht bekannt, inwieweit das Einsetzen der Schreibkreide-Sedimentation im gesamten norddeutschen Ablagerungsraum isochron erfolgte. In der Rügen- und Mecklenburg-Senke setzt nach DIENER et al. (2004) schon im Oberturonium die Sedimentation von kreidigen Kalksteinen und Schreibkreide mit grauen, braunen und schwarzen Feuersteinen ein. Auch HOTH et al. (1993) erwähnen Schreibkreide bereits aus dem Oberturonium, während in den ursprünglichen Tabellen von DIENER (1966) Schreibkreide erstmals im Unterconiacium erscheint. Schreibkreide-ähnliche Gesteine, allerdings ohne Flinte, treten auch im Mittel- und Oberturonium der brandenburgischen Bohrung Gransee 7/63 nördlich von Oranienburg (TK 25: 2944 Gransee, TRÖGER & ULBRICH 1985) und in der Wüllen-Formation im westlichen Nordrhein-Westfalen auf. Diese Diskrepanzen sind vermutlich einerseits in den unterschiedlichen

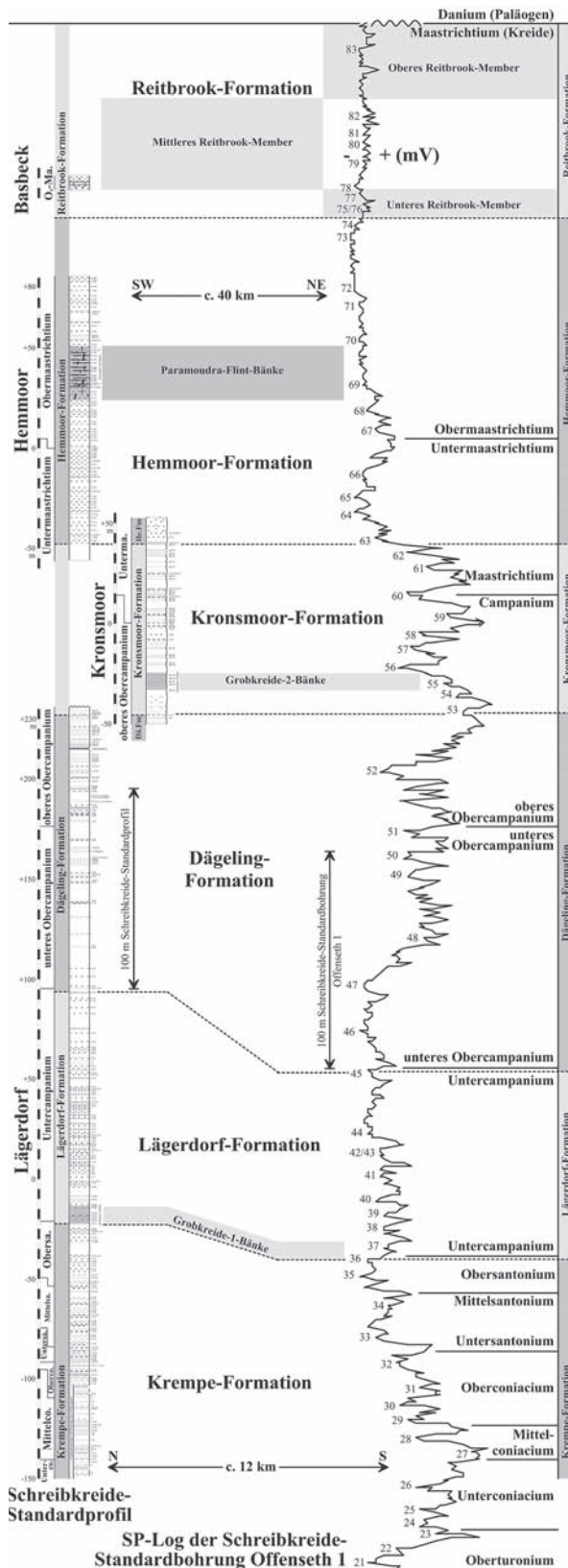


Abb. 23. Multistratigraphische Korrelation des übertage aufgeschlossenen Schreibkreide-Standardprofils Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor-Basbeck in Schleswig-Holstein und Niedersachsen mit dem SP-Log der ca. 12 südlich bzw. 40 km nordöstlich gelegenen Schreibkreide-Standardbohrung Offenseth 1, Schleswig-Holstein (nach NIEBUHR 2006).

lithologischen Definitionen von Schreibkreide der verschiedenen Autoren begründet. Turone Profile mit schreibkreideähnlichen Gesteinen inmitten typischer Kalk- und Mergelkalksteinen der Plänerkalk-Gruppe werden daher nicht in der Schreibkreide-Gruppe geführt. Andererseits sind die Stufen- und Unterstufen in makrostratigraphisch eingestuften Tagesaufschlüssen (wie das Schreibkreide-Standardprofil) und mikrostratigraphisch eingestuften Bohrungen sicher unterschiedlich definiert (vgl. NIEBUHR 2006). Beispielsweise hat eine Neu-Definition der Turonium / Coniacium-Grenze im Schachtprofil Staffhorst bei Bremen zu einer Verschiebung dieser Grenze von ca. 80 m ins Liegende geführt (NIEBUHR et al. 1999).

Literatur

BALDSCHUHN (1979), BALDSCHUHN & JARITZ (1977), DIENER (1966), DIENER et al. (2004), EHRMANN (1986), HOTH et al. (1993), KOCH (1977), NIEBUHR (2006), NIEBUHR et al. (1999), SCHÖNFELD (1990), SCHÖNFELD & SCHULZ (1996), SCHOLZ (1973), SCHULZ et al. (1984), TRÖGER & ULBRICH (1985)

(28) Krempe-Formation

(Taf. 4, Fig. 5; Abb. 24a)

NIEBUHR, B.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft Krempe bei Itzehoe (Schleswig-Holstein)

Übergeordnete Einheiten: Schreibkreide-Gruppe

Erstbeschreibung: NIEBUHR (2006)

Chronostratigraphie: Mittelturonium (?), Oberturonium (?), Unterconiacium bis Obersantonium

Synonyme: Upper Cretaceous white chalk of NW Germany (Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor) (SCHULZ et al. 1984)

Beschreibung

Lithologie: Im Schreibkreide-Standardprofil ist diese kaum verfestigte Schreibkreide reich an Ton-, Ton-schlieren- und Grabganglagen. Es treten besonders im mittleren Profilabschnitt reichlich knollige Flinte auf. Die Flinte in der Krempe-Formation sind – im Gegensatz zu den schwarzen Flinten der im Hangenden anschließenden Lägerdorf-, Dägeling-, Hemmoor- und Reitbrook-Formationen des Schreibkreide-Standardprofils – durchgehend hellgrau bis weiß gefärbt. Die Karbonat-Gehalte steigen von durchschnittlich 92 % in den tiefsten Schichten auf durchschnittlich 97 % an der Grenze zur hangenden Lägerdorf-Formation an (EHRMANN 1986).

Untergeordnete Einheiten: keine

Liegendgrenze: Im Schreibkreide-Standardprofil Lägerdorf–Kronsmoor–Hemmoor–Basbeck ist die Liegendgrenze der Krempe-Formation (und damit die der Schreibkreide-Gruppe) nicht aufgeschlossen. Bohrungen direkt über der Salzstruktur Krempe–Lägerdorf durchteuften weder die Basis der Schreibkreide noch erreichten sie den Gipshut (BALDSCHUHN et al. 2001). Gesichert ist eine Schreibkreide-Sedimentation in Bohrlochmessungen ab SP-Peak 26 (NIEBUHR 2006).

Hangendgrenze: Die Krempe-Formation wird an der Mergelfuge B 215 bei einer Teufe von -21,50 m im Schreibkreide-Standardprofil konkordant von den Grobkreide-1-Bänken der Lägerdorf-Formation überlagert. In Bohrlochmessungen befindet sich die Hangendgrenze am SP-Peak 36 (NIEBUHR 2006).

Mächtigkeit: Die Krempe-Formation umfasst im Standardprofil mehr als 130 m und in der Standardbohrung Offenseth 1 mehr als 100 m.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist die Umgebung von Lägerdorf bei Itzehoe (Schleswig-Holstein), in der die Krempe-Formation von der Zementindustrie abgebaut wird. Das Typusprofil befindet sich in der Grube Kröpke am südwestlichen Ortsausgang von Lägerdorf (TK 25: 2123 Lägerdorf). Die Krempe-Formation ist der unterste Abschnitt des Schreibkreide-Standardprofil Lägerdorf–Kronsmoor–Hemmoor–Basbeck. Das Referenzprofil ist die Standardbohrung Offenseth 1 (TK 25: 2124 Brande-Hörnerkirchen) zwischen den SP-Peaks 16 bis 36 (BALDSCHUHN & JARITZ 1977, NIEBUHR 2006).

Verbreitung

Schleswig-Holstein, Bremen, Hamburg, Mecklenburg-Vorpommern, Niedersachsen, Brandenburg.

Zeitgleiche Einheiten

In Niedersachsen verzahnt sich nach Süden die Krempe-Formation flächendeckend mit den ungeschichteten Mergelsteinen der Emscher-Formation. Eine Abgrenzung ist schwierig: die Karbonat-Gehalte der Krempe-Formation verringern sich kontinuierlich nach Süden, wohingegen sich die Karbonat-Gehalte der Emscher-Formation kontinuierlich nach Norden erhöhen. In der Umgebung von Lüneburg werden durchgängig die gebankten Kalksteine der Lüneburg-Formation abgelagert. Den unteren Profilabschnitten der Krempe-Formation entsprechen im nordwestlichen Münsterland die geographisch isolierten, aber lithologisch sehr ähnlichen kreidigen Kalksteine der Wüllen-Formation.

Alterseinstufung

Im Schreibkreide-Standardprofil sind makrobiostratigraphisch die *Cremnoceramus deformis*-Zone (Unterconiacium) bis *Marsupites testudinarius* / *Gonio-teuthis granulata*-Zone (Obersantonium) nachgewiesen. In der Standardbohrung Offenseth 1 entspricht dies den SP-Peaks 27 bis 36 (NIEBUHR 2006).

Verschiedenes

Environment: pelagische Sedimente eines offenen Epikontinentalmeeres mit 100-150 m Wassertiefe.

Fossilien: Die stratigraphisch wichtigen Makrofossilien der Krempe-Formation sind Inoceramen, Belemniten, Echiniden und Crinoiden (SCHULZ et al. 1984); wichtige Mikro- und Nannofossilien sind Coccolithen, Calcisphären, Foraminiferen und Ostrakoden.

Abgrenzungsprobleme: Es ist nicht bekannt, inwieweit das Einsetzen der Schreibkreide-Sedimentation im gesamten norddeutschen Ablagerungsraum isochron erfolgte. Turone Profile mit Schreibkreide-ähnlichen Gesteinen inmitten typischer Kalk- und Mergelkalksteinen der Plänerkalk-Gruppe werden hier nicht in der Schreibkreide-Gruppe geführt.

Literatur

BALDSCHUHN & JARITZ (1977), BALDSCHUHN et al. (2001), DIENER (1966), DIENER et al. (2004), EHRMANN (1986), ERNST & SCHULZ (1974), HOTH et al. (1993), KOCH (1977), NIEBUHR (2006), NIEBUHR et al. (1999), SCHÖNFELD (1990), SCHULZ et al. (1984), TRÖGER & ULBRICH (1985)

(29) Lägerdorf-Formation

(Taf. 4, Fig. 5; Abb. 24a, b)

NIEBUHR, B.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft Lägerdorf bei Itzehoe (Schleswig-Holstein)

Übergeordnete Einheiten: Schreibkreide-Gruppe

Erstbeschreibung: NIEBUHR (2006)

Chronostratigraphie: Obersantonium und Unterconiacium

Synonyme: Standard section for the Upper Cretaceous white chalk of NW Germany (Lägerdorf–Kronsmoor–Hemmoor) (SCHULZ et al. 1984)

Beschreibung

Lithologie: Im Schreibkreide-Standardprofil weist die kaum verfestigte Schreibkreide nur wenige Mergel- und Grabganglagen auf. Die Karbonat-Gehalte der Lägerdorf-Formation sind hoch und liegen durchschnitt-

lich zwischen 97 und 98 % CaCO₃ (EHRMANN 1986). Insbesondere der Abschnitt zwischen der Flintlage F 4 bei +4,50 m und der Flintlage F 47 bei +47 m ist außerordentlich reich an Flinten, die – im Gegensatz zur unterliegenden Krempe-Formation – nun durchgängig schwarz gefärbt sind.

Untergeordnete Einheiten: Grobkreide-1-Bänke = ca. 8 m mächtige, grobkörnige Schreibkreide mit einem hohen Anteil an Inoceramen-Debris und anderen Bioklasten.

Liegendgrenze: Die Lägerdorf-Formation mit schwarzen Flinten folgt konkordant auf die Krempe-Formation, die im Gegensatz dazu hellgraue und weiße Flinte aufweist. Im Schreibkreide-Standardprofil Lägerdorf–Kronsmoor–Hemmoor–Basbeck setzt die Lägerdorf-Formation an der Basis der Grobkreide-1-Bänke an der mergelfuge B 215 bei -21,50 m ein. In Bohrlochmessungen befindet sich die Liegendgrenze am SP-Peak 36 (NIEBUHR 2006).

Hangendgrenze: Die Lägerdorf-Formation wird mit der Flintlage F 64 bei +94 m im Schreibkreide-Standardprofil konkordant von der Dägeling-Formation überlagert. In Bohrlochmessungen befindet sich die Hangendgrenze am SP-Peak 45 (NIEBUHR 2006).

Mächtigkeit: Die Lägerdorf-Formation umfasst im Standardprofil 115,50 m und in der Standardbohrung Offenseth 1 ca. 86 m.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist die Umgebung von Lägerdorf bei Itzehoe (Schleswig-Holstein), in der die Lägerdorf-Formation von der Zementindustrie abgebaut wird. Das Typusprofil befindet sich am südwestlichen Ortsausgang von Lägerdorf. Die Lägerdorf-Formation wird in der Grube Alsen und in der Grube Heidestraße abgebaut (TK 25: 2123 Lägerdorf). Das Referenzprofil ist die Standardbohrung Offenseth 1 (TK 25: 2124 Brande-Hörnerkirchen) zwischen den SP-Peaks 36 bis 45 (NIEBUHR 2006).

Verbreitung

Schleswig-Holstein, Bremen, Hamburg, Mecklenburg-Vorpommern, Niedersachsen.

Zeitgleiche Einheiten

In Niedersachsen verzahnt sich nach Süden der tiefere Abschnitt der Lägerdorf-Formation flächendeckend mit den ungeschichteten Mergeln der Emscher-Formation und der höhere Abschnitt mit den Kalk / Mergel-Rhythmiten der Misburg-Formation. In der Umgebung von Lüneburg werden durchgängig die gebankten Kalksteine der Lüneburg-Formation abgelagert. Die Grobkreide-1-Bänke können überregional von Nord-Irland über England und Norddeutschland (auch Lüneburg-Formation) vermutlich bis nach Russland und in die Ukraine korreliert werden. Der Benthonit T 1 = M 1 an der Basis der untercampanen *Offaster pillula*-Zone (WRAY in: SCHÖNFELD & SCHULZ 1996) ist eine vulkanogene Isochrone, die auch als „Old Nore Marl“ in England wieder gefunden wurde (D.S. WRAY, schriftl. Mitt.).

Alterseinstufung

Im Schreibkreide-Standardprofil sind makrobiostratigraphisch die höchste *Marsupites testudinarius* / *Goniot euthis granulata*-Zone (Obersantonium) bis höchste *Goniot euthis quadrata gracilis* / *Belemnitella mucronata*-Zone (höchstes Untercompanionium) nachgewiesen. In der Standardbohrung Offenseth 1 entspricht dies den SP-Peaks 36 bis 45 (NIEBUHR 2006).

Verschiedenes

Environment: pelagische Sedimente eines offenen Epikontinentalmeeres mit 100-150 m Wassertiefe.

Fossilien: Die stratigraphisch wichtigen Makrofossilien der Lägerdorf-Formation sind Belemniten, Echiniden, Crinoiden und Inoceramen (SCHULZ et al. 1984); wichtige Mikro- und Nannofossilien sind Coccolithen, Calcisphären, Foraminiferen und Ostrakoden.

L

literatur

BALDSCHUHN & JARITZ (1977), EHRMANN (1986), ERNST & SCHULZ (1974), KOCH (1977), NIEBUHR (2006), SCHÖNFELD (1990), SCHULZ et al. (1984)

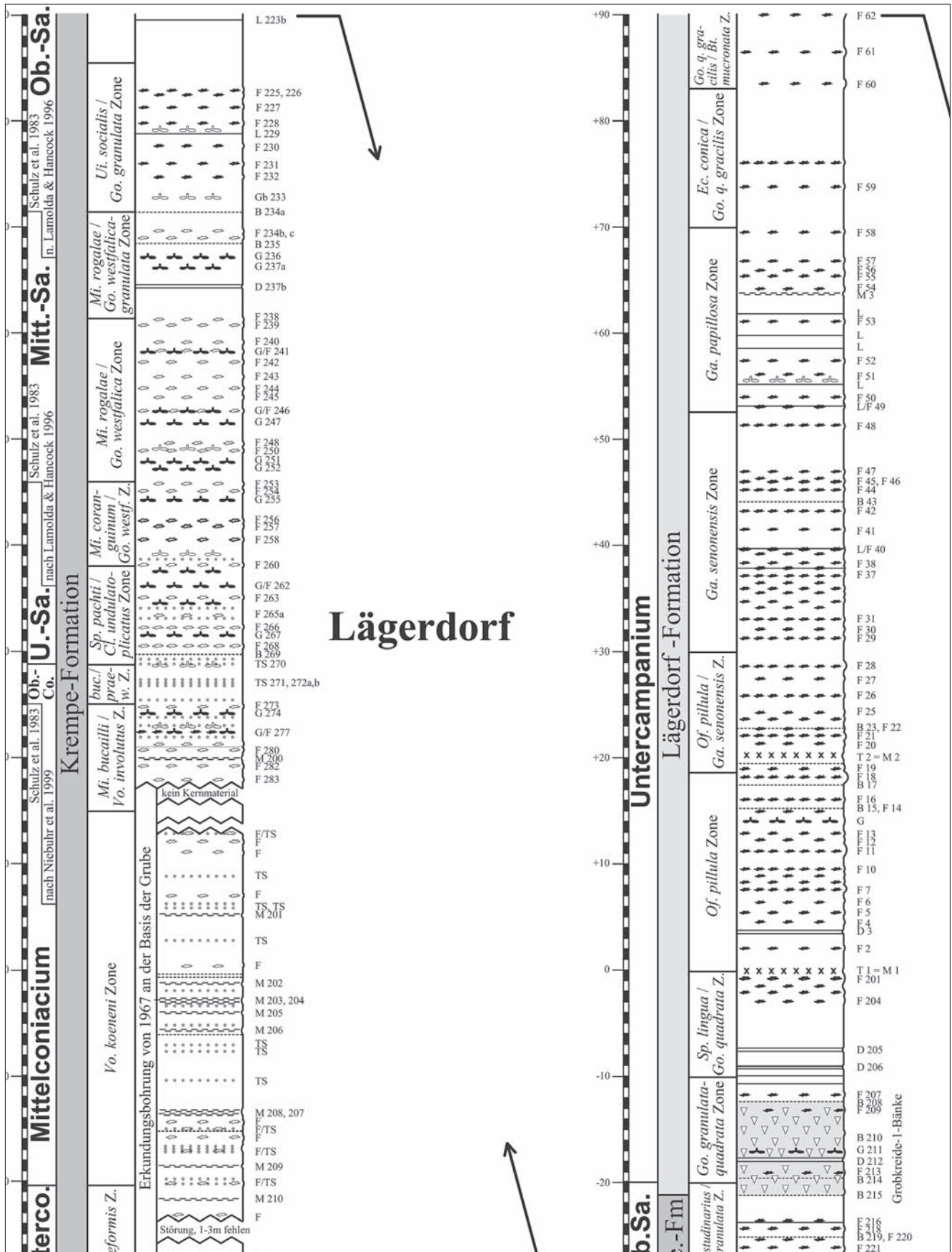
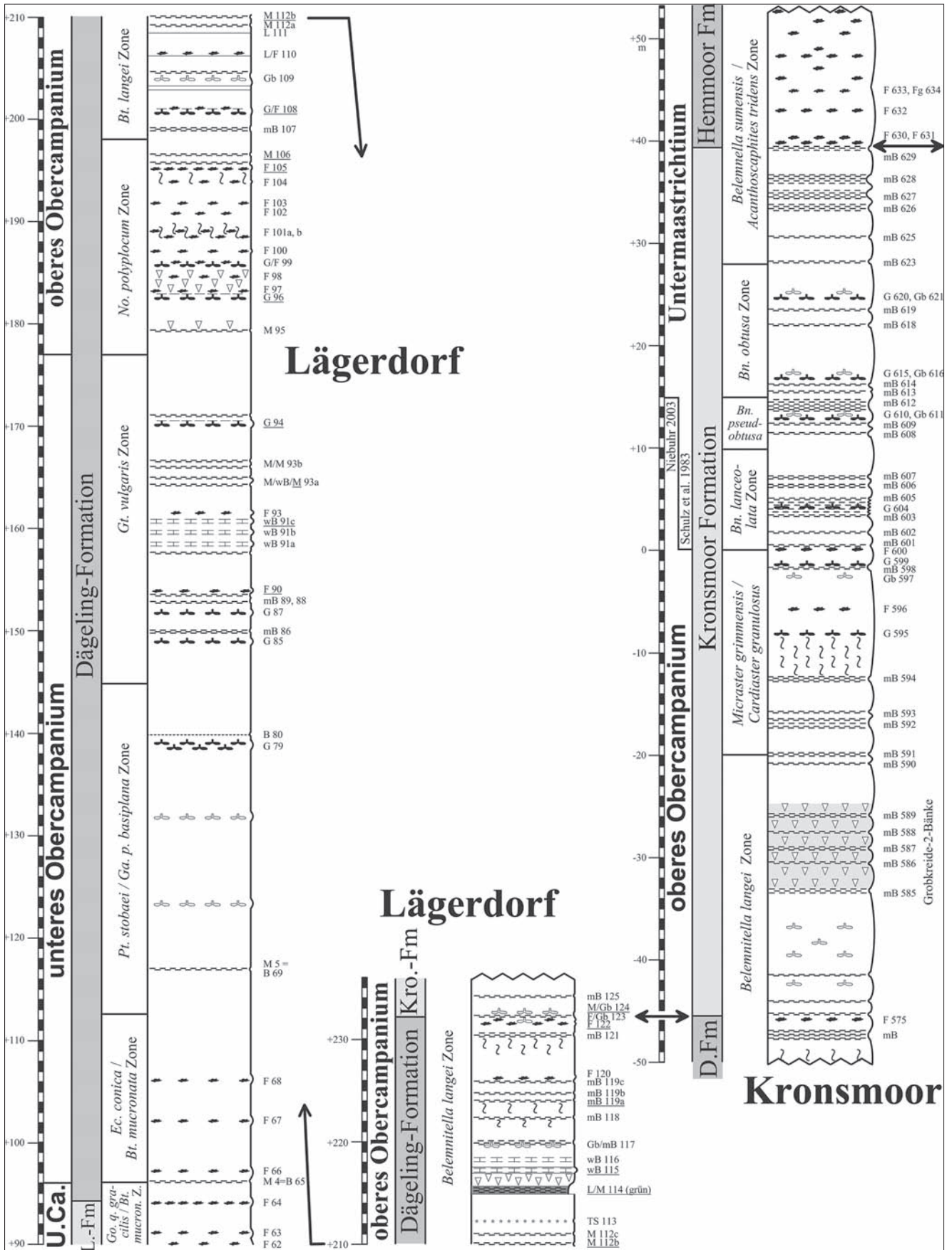
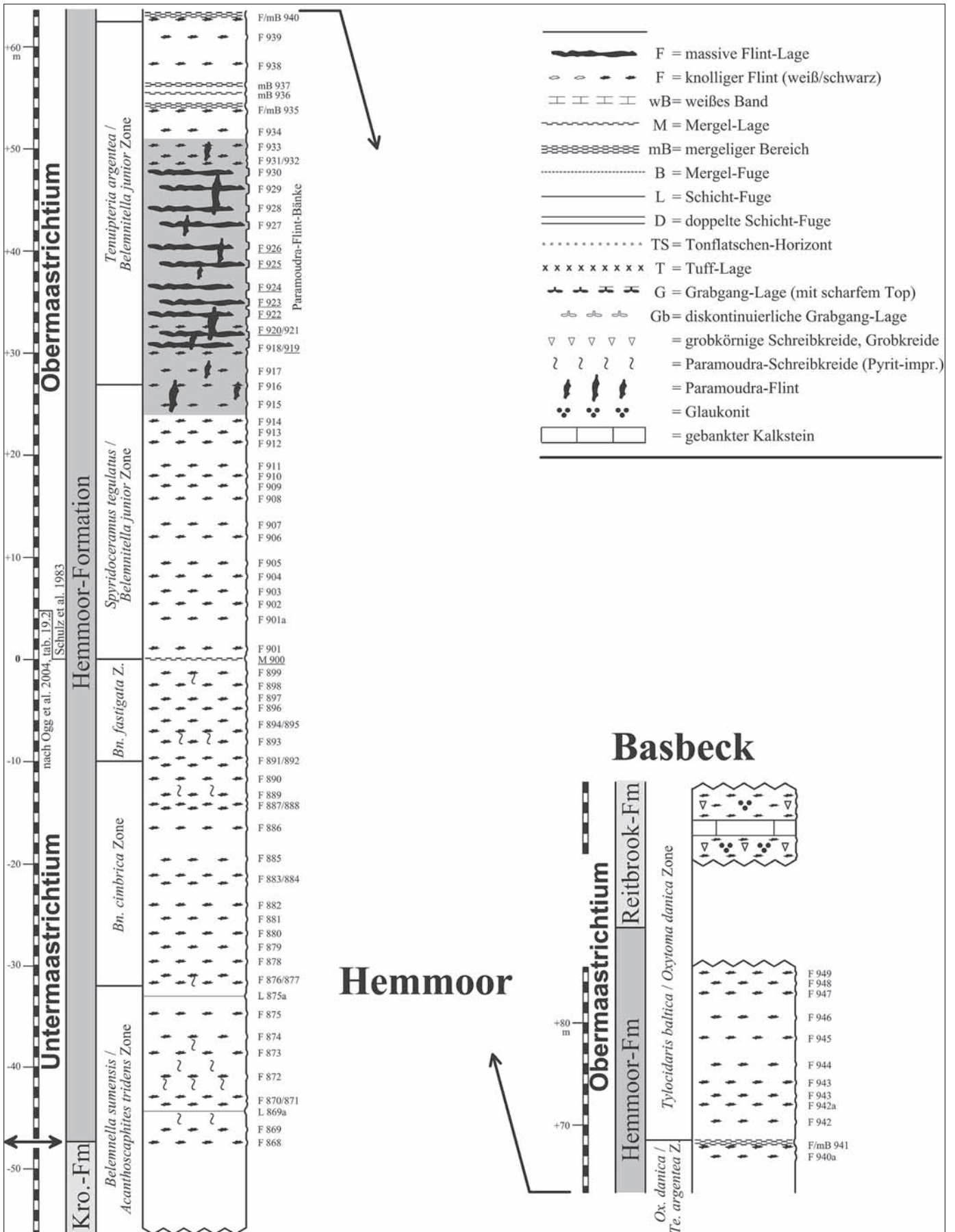


Abb. 24. Detailliertes Schreibkreide-Standardprofil mit den übertage aufgeschlossenen (28) Kremppe-, (29) Lägerdorf-, (30) Dägelinge-, (31) Kronsmoor-, (32) Hemmoor- und (33) Reitbrook-Formationen in Schleswig-Holstein und Niedersachsen (nach NIEBUHR 2006, vervollständigt nach SCHULZ et al. 1982–1983, unveröff.).





(30) Dägeling-Formation

(Taf. 4, Fig. 4; Abb. 24b)

NIEBUHR, B.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft Dägeling bei Itzehoe (Schleswig-Holstein)

Übergeordnete Einheiten: Schreibkreide-Gruppe

Erstbeschreibung: NIEBUHR (2006)

Chronostratigraphie: Untercampanium bis oberes Obercampanium

Synonyme: Upper Cretaceous white chalk of NW Germany (Lägerdorf–Kronsmoor–Hemmoor) (SCHULZ et al. 1984), Mergelkalkbrüche Meerdorf (ERNST 1968)

Beschreibung

Lithologie: Im Schreibkreide-Standardprofil weist die weiße bis bräunlich-graue Schreibkreide mit grauen *Zoophycos*-Spreiten („Bänderkreide“) nur sehr wenige mergelige Bereiche, Mergel- und Grabganglagen auf. Die Dägeling-Formation hat an ihrer Basis und am Top sehr wenige, nicht an Lagen gebundene schwarze Streu-Flinte, der mittlere Abschnitt ist flintfrei. Die durchschnittlichen Karbonat-Gehalte gehen tendentiell von durchschnittlich 98 % in den tiefsten Schichten auf durchschnittlich 94 % an der Grenze zur hangenden Kronsmoor-Formation zurück (EHRMANN 1986).

Untergeordnete Einheiten: Meerdorf-Member = ca. 50 m mächtige flintfreie, mergelige Schreibkreide bei Peine, Niedersachsen (TK 25: 3627 Peine). Nach biostratigraphischer Korrelation entspricht das Meerdorf-Member im Schreibkreide-Standardprofil dem Lägerdorfer Profilabschnitt von ca. +110 m bis ca. +150 m (SP-Peaks 46 bis 48).

Liegendgrenze: Die Dägeling-Formation folgt konkordant auf die Lägerdorf-Formation und ist durch das Aussetzen der massiven Flint-Führung charakterisiert. Im Schreibkreide-Standardprofil Lägerdorf–Kronsmoor–Hemmoor–Basbeck setzt die Dägeling-Formation mit der Flintlage F 64 bei +94 m ein. In Bohrlochmessungen befindet sich die Liegendgrenze am SP-Peak 45 (NIEBUHR 2006).

Hangendgrenze: Die Dägeling-Formation wird im Schreibkreide-Standardprofil konkordant von der Kronsmoor-Formation überlagert und ist durch das Aussetzen der Flint-Führung mit der Flintlage F 575 auf einer Höhe von -45,40 m in der Grube Saturn bei Kronsmoor und der Flintlage F 123 auf einer Höhe von +232 m in der Grube Heidestraße in Lägerdorf charakterisiert. In Bohrlochmessungen befindet sich die Hangendgrenze am SP-Peak 53 (NIEBUHR 2006).

Mächtigkeit: Die Dägeling-Formation umfasst im Standardprofil 138 m und in der Standardbohrung Offenseth 1 ca. 162 m.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist die Umgebung von Lägerdorf bei Itzehoe (Schleswig-Holstein), in der die Dägeling-Formation von der Zementindustrie abgebaut wird. Das Typusprofil befindet sich am südwestlichen Ortsausgang von Lägerdorf in der Grube Heidestraße (TK 25: 2123 Lägerdorf). Das Referenzprofil ist die Standardbohrung Offenseth 1 (TK 25: 2124 Brande-Hörnerkirchen) zwischen den SP-Peaks 45 bis 53 (NIEBUHR 2006).

Verbreitung

Schleswig-Holstein, Bremen, Hamburg, Mecklenburg-Vorpommern, Niedersachsen.

Zeitgleiche Einheiten

In Niedersachsen verzahnt sich nach Süden die Dägeling-Formation mit den Kalk / Mergel-Rhythmiten der Misburg-Formation und den gebankten Kalksteinen der Lüneburg-Formation.

Alterseinstufung

Im Schreibkreide-Standardprofil sind makrobiostratigraphisch die höchste *Goniot euthis quadrata gracilis* / *Belemnitella mucronata*-Zone (höchstes Untercampanium) bis mittlere *Belemnitella langei*-Zone (oberes Obercampanium) nachgewiesen. In der Standardbohrung Offenseth 1 entspricht dies dem Intervall zwischen den SP-Peaks 45 bis unterhalb von 53 (NIEBUHR 2006).

Verschiedenes

Environment: pelagische Sedimente eines offenen Epikontinentalmeeres mit 150-200 m Wassertiefe.

Fossilien: Die stratigraphisch wichtigen Makrofossilien der Dägeling-Formation sind Belemniten, Ammoniten und Echiniden (SCHULZ et al. 1984); wichtige Mikro- und Nannofossilien sind Coccolithen, Calcisphären, Foraminiferen und Ostrakoden.

Sequenzstratigraphie: Der untere Abschnitt der Dägeling-Formation (Meerdorf-Member, tieferes unteres Obercampanium) entspricht dem Zeitraum der weitreichenden Meeresüberflutung und der ausgedehntesten Schreibkreide-Sedimentation in Norddeutschland = maximum flooding zone der 3. Megasequenz.

Literatur

BALDSCHUHN & JARITZ (1977), EHRMANN (1986), ERNST (1968), KOCH (1977), NIEBUHR (1995, 2006), SCHÖNFELD (1990), SCHULZ et al. (1984)

(31) Krons Moor-Formation (Abb. 24b)

NIEBUHR, B.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft Krons Moor bei Itzehoe (Schleswig-Holstein)

Übergeordnete Einheiten: Schreibkreide-Gruppe

Erstbeschreibung: NIEBUHR (2006)

Chronostratigraphie: oberes Obercampanium und Untermaastrichtium

Synonyme: Upper Cretaceous white chalk of NW Germany (Lägerdorf–Krons Moor–Hemmoor) (SCHULZ et al. 1984)

Beschreibung

Lithologie: Im Schreibkreide-Standardprofil weist die kaum verfestigte weiße bis graue Schreibkreide sehr viele mergelige Bereiche und Grabganglagen auf. Die Krons Moor-Formation hat mit durchschnittlich 92–94 % CaCO₃ die niedrigsten Karbonat-Gehalte im Schreibkreide-Standardprofil (SCHOLZ 1973, SCHULZ 1978, EHRMANN 1986) und ist bis auf die zwei nur schwach entwickelten Streu-Flintlagen F 596 bei -6 m und F 600 bei ±0 m flintfrei.

Untergeordnete Einheiten: Grobkreide-2-Bänke = 7–8 m mächtige körnige Schreibkreide mit Inoceramen-Schalen und -Debris sowie anderen Bioklasten, in der Grube Saturn zwischen Profilmeter -24,50 und -33.

Liegendgrenze: Die Krons Moor-Formation folgt konkordant auf die Dägeling-Formation und ist durch das Aussetzen der Flint-Führung charakterisiert. Im Schreibkreide-Standardprofil Lägerdorf–Krons Moor–Hemmoor–Basbeck setzen die Flinte mit der Flintlage F 575 bei -45,40 m in der Grube Saturn bei Krons Moor und mit der Flintlage F 123 bei +232 m in der Grube Heidestraße in Lägerdorf aus.

Hangendgrenze: Die Krons Moor-Formation wird im Schreibkreide-Standardprofil konkordant von der Hemmoor-Formation überlagert und ist durch das erneute (massive) und isochrone Einsetzen der Flint-Führung charakterisiert. In der Grube Saturn bei Krons Moor ist die Flintlage F 631 bei +40,50 m die Hangendgrenze und war in der Grube Hemmoor bei Stade (Niedersachsen) in der Flintlage F 868 auf einer Höhe von -47,50 m aufgeschlossen.

Mächtigkeit: Die Krons Moor-Formation umfasst im Standardprofil 85,90 m und in der Standardbohrung Offenseth 1 ca. 79 m.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist die Umgebung von Krons Moor bei Itzehoe (Schleswig-Holstein), in der die Krons Moor-

Formation von der Zementindustrie abgebaut wird. Das Typusprofil befindet sich südwestlich von Krons Moor in der Grube Saturn (TK 25: 2023 Itzehoe). Das Referenzprofil ist die Standardbohrung Offenseth 1 (TK 25: 2124 Brande-Hörnerkirchen) zwischen den SP-Peaks 53 bis 63 (NIEBUHR 2006).

Verbreitung

Schleswig-Holstein, Bremen, Hamburg, Mecklenburg-Vorpommern, Niedersachsen.

Zeitgleiche Einheiten

In Niedersachsen verzahnt sich nach Süden die Krons Moor-Formation mit den gebankten Kalk- und Mergelkalksteinen der Lüneburg-Formation. Die Grobkreide-2-Bänke der Krons Moor-Formation sind ein Äquivalent der oberen Abschnitte der Opoka der Ahlten-Formation bei Hannover und des Haldem-Members der Stemwede-Formation bei Osnabrück.

Alterseinstufung

Im Schreibkreide-Standardprofil sind makrobiostratigraphisch die mittlere *Belemnitella langei*-Zone (oberes Obercampanium) bis mittlere *Belemnella sumensis* / *Acanthoscaphites tridens*-Zone (Untermaastrichtium) nachgewiesen. In der Standardbohrung Offenseth 1 entspricht dies den SP-Peaks 53 bis 63 (NIEBUHR 2006).

Verschiedenes

Environment: pelagische Sedimente eines offenen Epikontinentalmeeres mit 100–150 m Wassertiefe.

Fossilien: Die stratigraphisch wichtigen Makrofossilien der Krons Moor-Formation sind Belemniten, Ammoniten und Echiniden (SCHULZ et al. 1984, NIEBUHR 2003); wichtige Mikro- und Nannofossilien sind Coccolithen, Calcisphären, Foraminiferen und Ostrakoden.

Literatur

BALDSCHUHN & JARITZ (1977), EHRMANN (1986), KOCH (1977), NIEBUHR (2003, 2006), SCHÖNFELD (1990), SCHOLZ (1973), SCHULZ (1978), SCHULZ et al. (1984)

(32) Hemmoor-Formation (Abb. 24b, c)

NIEBUHR, B.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft Hemmoor bei Stade (Niedersachsen)

Übergeordnete Einheiten: Schreibkreide-Gruppe

Erstbeschreibung: NIEBUHR (2006)

Chronostratigraphie: Untermaastrichtium und Obermaastrichtium

Synonyme: Upper Cretaceous white chalk of NW Germany (Lägerdorf–Kronsmoor–Hemmoor) (SCHULZ et al. 1984), Rügener Schreibkreide (z.B. NESTLER 1965, STEINICH 1972, REICH & FRENZEL 2002)

Beschreibung

Lithologie: Im Schreibkreide-Standardprofil weist die kaum verfestigte weiße Schreibkreide viele graue *Zoophycos*-Spreiten und dünne Mergellagen auf. Die Karbonat-Gehalte sind mit durchschnittlich über 97 % CaCO_3 (EHRMANN 1986) die höchsten im Schreibkreide-Standardprofil. Die Hemmoor-Formation hat sehr viele große, schwarze Streu-Flinte, Flintlagen und Paramoudra-Flinte. In den jüngsten 30-35 m der Hemmoor-Formation gehen auf einer Mächtigkeit von 30-35 m körnig-poröse Kalksteine allmählich durch Wechsellagerung aus der weichen, porösen Schreibkreide hervor, wobei der Schreibkreide-Anteil ins Hangende immer mehr abnimmt („Untere Reitbrooker Schichten non typus“, BEHRMANN 1949).

Untergeordnete Einheiten: Rügen-Member = mehr als 90 m mächtige, Flint-führende Schreibkreide mit grauen *Zoophycos*-Spreiten („Bänderkreide“) und seismischen Rutschungen („Wolkenkreide“, „Brockenhorizonte“, STEINICH 1972) auf der Ostsee-Insel Rügen (Mecklenburg-Vorpommern, TK 25: 1447 Sagard).

Paramoudra-Flint-Bänke = 25 m mächtig in der Grube Hemmoor zwischen Profilmeter +25 und +50.

Liegendgrenze: Die Hemmoor-Formation folgt konkordant auf die Kronsmoor-Formation und ist durch das abrupte, massive Einsetzen der Flint-Führung charakterisiert. Im Schreibkreide-Standardprofil Lägerdorf–Kronsmoor–Hemmoor–Basbeck setzt die Hemmoor-Formation bei +40,50 m in der Grube Saturn bei Kronsmoor (Schleswig-Holstein) und bei -47 m in der Grube Hemmoor bei Stade (Niedersachsen) ein.

Hangendgrenze: Im Schreibkreide-Standardprofil ist die Hangendgrenze erosiv gekappt worden. BEHRMANN'S (1949) „Untere Reitbrooker Schichten non typus“ gehen allmählich aus der jüngsten Hemmoorer Schreibkreide hervor. In Bohrlochmessungen ist die Hangendgrenze der Hemmoor-Formation einer der auffälligsten Korrelationshorizonte der höheren Oberkreide, der nach FAHRION (1984) als Isochrone angesehen wird und mit der Basis von BEHRMANN'S (1949) „Verletzten Lagen“ identisch ist. Die Verletzten Lagen verursachen eine deutliche Einschnürung des SP-Logs zwischen den SP-Peaks 75 und 77. Die Hangendgrenze der Hemmoor-Formation liegt übertragen auf Bohrlochmessungen oberhalb von SP-Peak 74 (NIEBUHR 2006).

Mächtigkeit: Die Hemmoor-Formation umfasst 132 m im (erosiv gekappten) Schreibkreide-Standardprofil und ca. 155 m in der Standardbohrung Offenseth 1.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist die Umgebung von Hemmoor bei Stade (Niedersachsen), in der die Hemmoor-Formation bis in die 1980er Jahre von der Zementindustrie abgebaut wurde. Das Typusprofil befindet sich in der aufgegebenen, aber heute gefluteten Grube am südöstlichen Ortsausgang von Hemmoor (TK 25: 2020 Marne). Das Typusprofil ist heute nicht mehr zugänglich, es befinden sich allerdings 10-30 kg schwere Großproben im Probenabstand von 1-2 m im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover (SCHMID et al. 2004). Das Referenzprofil ist die Standardbohrung Offenseth 1 (TK 25: 2124 Brande-Hörnerkirchen) zwischen den SP-Peaks 63 bis 74 (NIEBUHR 2006).

Verbreitung

Schleswig-Holstein, Bremen, Hamburg, Mecklenburg-Vorpommern, Niedersachsen.

Zeitgleiche Einheiten

Das Einsetzen der Flint-Führung im Hangenden eines längeren Flint-freien Zeitabschnitts erfolgt in mindestens drei norddeutschen Profilen anscheinend isochron in der mittlere *Bn. sumensis* / *Ac. tridens*-Zone, nämlich in Kronsmoor bei Itzehoe (Schleswig-Holstein), in Hemmoor bei Stade (nördliches Niedersachsen) und in Lüneburg (östliches Niedersachsen).

Alterseinstufung

Im Schreibkreide-Standardprofil sind biostratigraphisch die mittlere *Belemnella sumensis* / *Acanthoscaphites tridens*-Zone (Untermaastrichtium) bis *Tylocidaris baltica* / *Oxytoma danica*-Zone (Obermaastrichtium) nachgewiesen. In der Standardbohrung Offenseth 1 umfasst das Profil Hemmoor die SP-Peaks 63 bis 72 (NIEBUHR 2006). BEHRMANN'S (1949) „Untere Reitbrooker Schichten non typus“ (SP-Peaks 73 und 74) wurden gänzlich oder zumindest zum größten Teil erosiv gekappt (vgl. NIEBUHR 2006: Abb. 5).

Verschiedenes

Environment: pelagische Sedimente eines offenen Epikontinentalmeeres mit 100-150 m Wassertiefe.

Fossilien: Die stratigraphisch wichtigen Makrofossilien der Hemmoor-Formation sind Belemniten, Ammoniten, Echiniden und Muscheln (SCHULZ et al. 1984); wichtige Mikro- und Nannofossilien sind Coccolithen, Calcisphären, Foraminiferen und Ostrakoden.

Literatur

BEHRMANN (1949), BALDSCHUHN & JARITZ (1977), EHRMANN (1986), FAHRION (1984), KOCH (1977), NIEBUHR (2006), REICH & FRENZEL (2002), SCHMID et al. (2004) SCHULZ et al. (1984), STEINICH (1972)

(33) Reitbrook-Formation (Abb. 23)

NIEBUHR, B.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft und Salzstruktur Reitbrook südlich von Hamburg (Niedersachsen)

Übergeordnete Einheiten: Schreibkreide-Gruppe

Erstbeschreibung: BEHRMANN (1949)

Chronostratigraphie: Obermaastrichtium

Synonyme: Reitbrooker Schichten (HAACK 1939, BEHRMANN 1949, VOIGT 1954), oberste Kreide von Barsbeck (WETZEL 1942), Reitbrooker Fazies (FAHRION 1984)

Beschreibung

Lithologie: Kennzeichnend sind körnig-poröse Kalkarenite und Kreidekalksteine mit Flinten sowie lagenweise hohem Glaukonit- und Mergel-Gehalt. In Bohrlochmessungen zeigen sich durch diese stark wechselnde Lithologie – im Vergleich zu der liegenden Schreibkreide – große Ausschläge im Widerstands-Log.

Untergeordnete Einheiten: Unteres Reitbrook-Member („Verletzte Lagen“ nach BEHRMANN 1949) = Mergelkalk- und Kalkmergelsteine mit unregelmäßig eingelagerten Tonschlieren und viel Glaukonit, etwas Glimmer-führend, Pyrit-Kristallwürfel treten häufig auf. In Bohrlochmessungen umfasst das Untere Reitbrook-Member die SP-Peaks 75 bis 77 (NIEBUHR 2006).

Mittleres Reitbrook-Member („Reitbrooker Schichten s. str. = *Avicula*-Schichten“ nach BEHRMANN 1949) = Flint-reiche, körnig-poröse Kalksteine mit wenig Glaukonit. In Bohrlochmessungen umfasst das Mittlere Reitbrook-Member die SP-Peaks 78 bis 82 (NIEBUHR 2006).

Oberes Reitbrook-Member („nur außerhalb der Salzstruktur Reitbrook“ nach BEHRMANN 1949) = körnig-poröse und Glaukonit-reiche Kalksteine im Wechsel mit Mergelkalksteinen und Tonschlieren. In Bohrlochmessungen umfasst das Obere Reitbrook-Member den SP-Peak 83 (NIEBUHR 2006).

Liegendgrenze: Die Reitbrook-Formation folgt konkordant auf die Hemmoor-Formation. Im Schreibkreide-Standardprofil Lägerdorf–Kronsmoor–Hemmoor–Basbeck ist die Grenze nicht aufgeschlossen; der lithologische Wechsel liegt im Hangenden der Grube Hemmoor und im Liegenden der Grube Basbeck. In Bohrlochmessungen ist das Einsetzen der Reitbrook-Formation einer der auffälligsten Korrelationshorizonte der höheren Oberkreide, der nach FAHRION (1984) als Isochrone angesehen wird. Die hier definierte Liegendgrenze der Reitbrook-Formation ist identisch mit der Basis von BEHRMANN'S (1949) Verletzten Lagen

(hier: Unteres Reitbrook-Member). Die Verletzten Lagen verursachen eine deutliche Einschnürung des SP-Logs zwischen des SP-Peaks 75 und 77 und sind ebenfalls die Liegendgrenze der „Reitbrooker Fazies“ bei FAHRION (1984).

Hangendgrenze: unterschiedlich tief erosiv gekappt. Es zeigt sich an der norddeutschen Maastrichtium / Danium-Grenze ein Konglomerat aus grün-gerindeten, oberkretazischen Flinten. In Bohrlochmessungen ist der Übergang von der Reitbrook-Formation in die hangende lithostratigraphische Einheit („Dan-Kalk“, GÜRS et al. 2002) durch einen markanten Anstieg im Widerstands-Log gekennzeichnet, das Eigenpotential-Log zeigt keine Veränderung (BALDSCHUHN 1979). In durchgehenden Kreide / Paläozen-Grenzprofilen (außerhalb von Norddeutschland, z.B. Stevns Klint, Dänemark) endet die Reitbrook-Formation maximal 0,90 m im Hangenden des „Fischschiefers“ oberhalb des „Cerithiumkalks“, also im tiefsten Dan (Paläozen).

Mächtigkeit: Die Reitbrook-Formation umfasst an der Typuslokalität 25-50 m (vgl. BEHRMANN 1949) und ca. 90 m in der Standardbohrung Offenseth 1.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist die Umgebung der Salzstruktur Reitbrook südlich von Hamburg (Niedersachsen, TK 25: 2526 Allermöhe, 2527 Bergedorf), in der die Reitbrook-Formation seit 1910 als Erdöl- und Erdgas-Speicher bekannt ist. Typusprofil ist die Bohrung Kallmoor Z1 (TK 25: 2723 Sittensen) (FAHRION 1984), die den isochronen Übergang von der Hemmoor-Formation in die Reitbrook-Formation im Liegenden des SP-Peaks 75 und die deutliche Einschnürung des SP-Logs von BEHRMANN'S (1949) „Verletzten Lagen“ zwischen des SP-Peaks 75 und 77 zeigt. Es gibt heute leider keine Aufschlüsse mehr. Das Referenzprofil ist die Standardbohrung Offenseth 1 (TK 25: 2124 Brande-Hörnerkirchen) von den SP-Peaks 75 bis oberhalb von 83 (NIEBUHR 2006).

Verbreitung

Schleswig-Holstein, Bremen, Hamburg, Mecklenburg-Vorpommern, Niedersachsen. Die Reitbrook-Formation ist in einem bis 100 km breiten Streifen zwischen Leer an der niederländischen Grenze (Niedersachsen) und Schwerin (Mecklenburg-Vorpommern) erhalten (RIEDEL 1950, DIENER 1967, FAHRION 1984, FRISCH & KOCKEL 2004).

Zeitgleiche Einheiten

Es scheint, als wäre die Reitbrook-Formation flächendeckend im Obermaastrichtium in Norddeutschland

aufgetreten. Es sind kein Aufschluss und keine Bohrung bekannt, in der höheres Obermaastrichtium in typischer Schreibkreide-Fazies aufgetreten wäre (vgl. FAHRION 1984).

Alterseinstufung

Die gesamte Reitbrook-Formation wird nach makrobiostratigraphischen Befunden in die *Tylocidaris baltica* / *Oxytoma danica*-Zone (Obermaastrichtium) gestellt. In der Standardbohrung Offenseth 1 umfasst sie mit dem Profil Basbeck die SP-Peaks 75 bis 83 (NIEBUHR 2006).

Verschiedenes

Environment: pelagische Sedimente eines offenen Epikontinentalmeeres mit 50-100 m Wassertiefe.

Fossilien: Die wichtigen Makrofossilien der Reitbrook-Formation sind Muscheln, Bryozoen, Echiniden und unbestimmbare Belemniten; wichtige Mikro- und Nannofossilien sind Coccolithen, Foraminiferen und Ostrakoden.

Sequenzstratigraphie: Die Reitbrook-Formation markiert den regressiven Abschnitt der 3. Megasequenz, in dem sich das Meer weiträumig aus Norddeutschland zurückzieht.

Entdeckung: Die Schichten der Reitbrook-Formation sind aufgrund ihres hohen Porenvolumens der einzige Erdöl- und Erdgas-Speicher der norddeutschen Oberkreide und 1910 zufällig durch die Wasserbohrung Neuengamme XV angebohrt worden (BEHRMANN 1949). Es kam zu einem unkontrollierten Gasausbruch und zum Brand der Bohrung: die „Flamme von Neuengamme“ erregte als erstes, großes Naturgas-Vorkommen Norddeutschlands großes Aufsehen.

Literatur

BEHRMANN (1949), BALDSCHUHN (1979), BALDSCHUHN & JARITZ (1977), DIENER (1967), FAHRION (1984), FRISCH & KOCKEL (2004), GÜRS et al. (2002), KOCH (1977), NIEBUHR (2006), RIEDEL (1950), SCHMID et al. (2004), SCHULZ et al. (1984), VOIGT (1954), WETZEL (1942)

3. Megasequenz von Niedersachsen, dem nördlichen Nordrhein-Westfalen, Sachsen-Anhalt und Brandenburg

In diesem Gebiet sind die Oberkreide-Sedimente selten flächenhaft erhalten, sondern finden sich meist in den Randsenken der Salzstrukturen oder in inversionsbezogenen Beckenstrukturen als eingesunkene Erosionsrelikte. Oft gibt es nur eine dünne pleistozäne und holozäne Überdeckung. Daher ist die Oberkreide an vielen Orten als Tagesaufschluss noch heute zugänglich und es werden im Zuge von Bautätigkeiten immer wieder neue Profile geschaffen.

Im Vergleich zu der nördlich angrenzenden Schreibkreide-Gruppe sind die oberkretazischen Ablagerungen dieses Raumes die küstennäheren (proximaleren) Äquivalente. Die Sedimente zeigen, wie bereits VOIGT (1929) und RIEDEL (1942) erkannten und beschrieben, sowohl in der Lateralen wie auch in der Vertikalen starke Fazies-Veränderungen, sind lithologisch variabler aufgebaut und auch sehr viel fossilreicher. Hier wurde die auf irreguläre Echiniden und Belemniten basierende Biozonen-Untergliederung der Oberkreide erstellt (z.B. ERNST 1968), die für den borealen Ablagerungsraum von Nordwest-Europa ein engmaschiges Netz der Korrelation bietet. Einer der Pioniere dieses Konzeptes war HEINZ (1926, 1928), der auf diese Art exemplarisch die Lüneburger Kreide bearbeitete.

Die geologische Erforschung dieser Region folgte der Rohstoff-Erkundung (BALDSCHUHN & KOCKEL 1998). Im vorvergangenen Jahrhundert ging man vordringlich lithostratigraphischen und biostratigraphischen Fragen nach. Auch hier brachte die verstärkte Bohrtätigkeit nach Kohlenwasserstoffen seit Beginn der 1930er Jahre eine Fülle neuer Erkenntnisse, ohne teuer zu gewinnendes Kernmaterial zu benötigen. Strukturelle Vorstellungen entwickelten sich allerdings nur langsam. Die erste Strukturkarte wurde 1946 veröffentlicht (BALDSCHUHN & KOCKEL 1998). Erst als zu Beginn der 1980er Jahre im Zuge der Prospektion auf Erdgas auch in Süd-Niedersachsen regionale reflexseismische Vermessungen durchgeführt wurden, erkannte man den komplexen Internbau der ehemals als einfache Mulden und Sättel angesehenen Strukturen. Allerdings sind nur wenige der für Norddeutschland typischen Salzstrukturen im klassischen Sinne von TRUSHEIM (1957) ausschließlich halokinetisch gesteuert. Die Salzkissen und -diapire stehen häufig mit Strukturzonen in Verbindung. Im Zuge der im Unterconiacium einsetzenden oberkretazischen Inversionsereignisse wurden die einzelnen Strukturen, die bereits auf alte Sockelstörungen im Untergrund zurückgehen, unterschiedlich stark und zu verschiedenen Zeiten aktiviert. Durch Intrusionen von mobi-

lem Zechstein-Salz entstanden die Salzstrukturen mit ihren primären und sekundären Randsenken. (Zusammenfassende Darstellungen des strukturellen Baus der Region finden sich im „Geotektonischen Atlas“ von BALDSCHUHN et al. 2001.)

(34) Emscher-Formation

(Taf. 6, Fig. 5; Abb. 1, 25, 28)

HISS, M., NIEBUHR, B. & VOIGT, T.

Ableitung des Namens: nach dem Fluss Emscher bzw. der Emscher-Region im Ruhrgebiet (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: SCHLÜTER (1874)

Chronostratigraphie: Unterconiacium bis Unterconiacium

Synonyme: Graue Mergel (STROMBECK 1859), Siphonienmergel (MÜLLER 1888), *koeneni*-Mergel (SCHROEDER & DAHLGRÜN 1927a, b, SCHROEDER 1928), Emscher (z.B. KUKUK 1938), Emscher-Mergel (z.B. BÄRTLING 1913), ungeschichtete Mergel- / Tonmergel-Fazies (NIEBUHR 1995)

Beschreibung

Lithologie: überwiegend Tonmergelsteine, untergeordnet auch Kalkmergel- und Mergelkalksteine; im Ruhrgebiet und der Subherzynyen Kreidemulde z.T. Siltmergelsteine und gelegentlich Feinsandmergelsteine; im Niedersachsen vorwiegend Kalkmergel- und Mergelkalksteine (z.B. Schacht Staffhorst, NIEBUHR et al. 1999). Im unteren Bereich treten lokal Phosphorite auf. Zyklische Schwankungen im Karbonatgehalt (Milankowitch-Zyklen) sind teilweise erkennbar (HISS et al. 1996).

Untergeordnete Einheiten: Emscher-Grünsand-Member = Randfazies im westlichen Ruhrgebiet mit Silt- bis Feinsandmergelsteinen und Grünsandlagen.

Augustdorf-Member = am Teutoburger Wald eingelagerte subaquatische Gleitmassen aus abgescherten und phacoidisierten Gesteinen der Plänerkalk-Gruppe.

Liegendgrenze: konkordant von den Mergelkalksteinen der Erwitte-Formation, Abgrenzung nach Bohrlochmessungen am Top der „Kalkig-mergeligen Übergangsschichten“ (FRIEG et al. 1989a) bzw. am Top der „Transitional Unit“ oberhalb von SP-Peak 26 (NIEBUHR et al. 1999). Bei Hoppenstedt (Subherzy-

ne Kreidemulde, Sachsen-Anhalt) befindet sich ein Hartgrund im Grenzbereich beider Formationen. Im Goldbachtal in der Subherzynen Kreidemulde liegt die Emscher-Formation erosiv auf oberturonen Gesteinen der Salder-Formation. Lokal, z.B. in sekundären Salzdiapir-Randsenken, liegt sie auch diskordant auf älteren mesozoischen Einheiten.

Hangendgrenze: im Ruhrgebiet Wechsel zu den Sandmergeln der Recklinghausen-Formation (z.T. fließende Übergänge), im zentralen Münsterland Beginn der turbiditischen Fazies der Ahlen-Formation. In Niedersachsen und Sachsen-Anhalt ist es der Beginn der kalkdominierten Sedimentation (z.B. Misburg- und Lüneburg-Formationen). In der Subherzynen Kreidemulde wird die Emscher-Formation von spiculitischen Kalkmergel- und Sandsteinen der Ilsenburg-Formation überlagert.

Mächtigkeit: im südlichen Münsterland und östlichen Ruhrgebiet bis 500 m, im zentralen Münsterland (Raum Münster–Gütersloh) bis 1 000 m, im Profil Donar 5 ca. 520 m. In Niedersachsen herrschen durch Salztektonik bedingt stark schwankende Mächtigkeiten vor. Maximale Mächtigkeiten werden im nördlichen Münsterland (Raum Emsdetten–Ladbergen) mit mehr als 2 000 m und im Harzvorland (Subherzyne Kreidemulde) mit mehr als 1 500 m erreicht.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Die Erstbeschreibung von SCHLÜTER (1874) bezieht sich auf heute nicht mehr zugängliche Bergbauaufschlüsse in der Emscher-Region zwischen Gelsenkirchen und Kamen. Als gut dokumentiertes, die komplette Emscher-Formation in reiner Tonmergelstein-Fazies erschließendes Typusprofil kann die Kernbohrung Donar 5 gelten (TK 25: 4212 Drensteinfurt, ARNOLD & WOLANSKY 1964, LOMMERZHEIM 1995, KENNEDY & KAPLAN 2000, KAPLAN et al. 2005, Liegendgrenze bei 680 m Teufe, nicht sicher festgelegte Hangendgrenze bei 160 m Teufe). Referenzprofil für die Subherzyne Kreidemulde ist die Kernbohrung Quedlinburg Hy 1/79 (TK 25: 4232 Quedlinburg). Die stärker karbonatische distale Fazies im nördlichen Niedersachsen wird durch das Schachtprofil Staffhorst repräsentiert (TK 25: 3219 Affinghausen, NIEBUHR et al. 1999), von dem viel Material in der Sammlung der Bundesanstalt für Geologie und Rohstoffe, Hannover, liegt.

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen, Sachsen-Anhalt, Brandenburg. Westfälische Bucht: Ruhrgebiet (Emscher-Region) und Münsterland; Niedersachsen: isolierte Vorkommen zwischen Wiehengebirge und Harz (meist in Salzdiapir-Randsenken), im nördlichen

Niedersachsen im Randbereich zur Pompeckj-Scholle; Sachsen-Anhalt: zentrale Subherzyne Kreidemulde und Altmark-Becken. Im nördlichen Brandenburg in Bohrungen im Norden von Berlin nachgewiesen.

Zeitgleiche Einheiten

Schreibkreide-Gruppe in Norddeutschland, in Randfazies-Bereichen Verzahnung mit Sand- und Sandstein-Ablagerungen sowie Konglomeraten und Kalkareniten.

Alterseinstufung

Datierungen gemäß den Standard-Faunen-zonen für die norddeutsche Oberkreide sind möglich (z.B. NIEBUHR et al. 1999). Besondere Bedeutung haben Inoceramen, Belemniten und Echiniden. Ammoniten-Zonierungen (z.B. KENNEDY & KAPLAN 2000) sowie Benthos-Foraminiferen- und Nannoplankton-Gliederungen liegen ebenfalls vor. Gesichert setzt die Emscher-Formation zu Beginn des Mittelconiaciums (*Volviceras koeneni*-Zone) ein, lokal jedoch bereits im Unterconiacium (*Cremonceramus crassus*-Zone). Im Ruhrgebiet (Emscher-Region) endet sie im Mittelsantonium, in den übrigen Gebieten, z.B. Niedersachsen und Subherzyne Kreidemulde, dauert sie meist bis in das Untercampanium (*Offaster pillula*-Zone) an.

Verschiedenes

Environment: hemipelagische Sedimente eines offenen Epikontinentalmeeres mit 30-70 m Wassertiefe.

Begriff: „Emscher“ wurde früher zeitweise als Stufenbegriff im chronostratigraphischen Sinne verstanden (vgl. KUKUK 1938) und auf den Zeitabschnitt des heutigen Mittelconiacium bis Mittelsantonium begrenzt. Die Emscher-Formation umfasst aber insgesamt ein deutlich größeres Zeitintervall. Beginn und Ende der Mergel-Sedimentation ist in den einzelnen Regionen jedoch sehr unterschiedlich.

Abgrenzungsprobleme: Im nördlichen Niedersachsen entscheidet nur der Karbonatgehalt über die laterale Abgrenzung zur Schreibkreide-Gruppe.

Besondere Merkmale: In Lüneburg befinden sich im tieferen Abschnitt der Emscher-Formation (*Volviceras involutus*-Zone) zwei Sapropel-Bänke, von denen die obere 20-30 cm erreicht und dort sehr gut als Leit-horizont zu verwenden ist (SCHMID 1963).

Literatur

ARNOLD & WOLANSKY (1964), BÄRTLING (1913), FRIEG et al. (1989a), HISS et al. (1996), KAPLAN et al. (2005), KENNEDY & KAPLAN (2000), KUKUK (1938), LOMMERZHEIM (1995), NIEBUHR (1995), NIEBUHR et al. (1999), RIEDEL (1931), SCHLÜTER (1874), SCHMID (1963), STROMBECK (1859)

(35) Gehrden-Formation

NIEBUHR, B.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft Gehrden und den Gehrden Bergen südwestlich von Hannover (Niedersachsen)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: SCHÖNDORF (1913)

Chronostratigraphie: Mittelsantonium und Obersantonium

Synonyme: Oberkreide der Gehrden Berge (SCHÖNDORF 1913), obere Kreidemergel in geringer Entfernung vom nördlichen Fuße des Deister (ROEMER 1840–1841), Hänicken-Fazies (BECK 1920, VOIGT 1929), Oberkreide-Erze von Peine (WALDECK 1957), Santon der Gehrden Berge (KEMPER et al. 1973), Trümmererzlager von Lengede (KRÜGER 2005)

Beschreibung

Lithologie: Die Glaukonit-haltigen Kalkarenite („Trümmerkalksteine“) mit Bryozoen-, Echinodermen- und Rotalgen-Bruch haben einen nur sehr geringen Lithoklastenanteil von maximal 10 %. Partiiell treten authigen gebildete Quarze auf (VOSS in KEMPER et al. 1973). Schwankender Toneintrag führte zur Ausbildung von symmetrischen Zyklen von (harten) Kalksteinen wechselnd mit (weicheren) Mergelsteinen. An der Basis treten lokal Brauneisen-Trümmererz-Konglomerate auf (Ilsede-Member).

Untergeordnete Einheiten: Ilsede-Member = in strukturellen Senkungsgebieten zwischen Peine und Salzgitter (Niedersachsen, TK 25: 3726 Hohenhameln, 3727 Groß-Ilsede, 3827 Dingelbe, 3828 Lesse) zeigt sich mit der Mittel-Santon-Transgression auf Unterkreide-Schichten an der Liegendgrenze der Gehrden-Formation ein maximal 20-25 m mächtiges Trümmererz-Konglomerat. Die Eisenerze bestehen aus Brauneisen- und Phosphorit-Geröllen in einer kalkigen oder tonig-mergeligen Matrix (WALDECK 1957, KRÜGER 2005). Die Gerölle sind unterkretazische, nicht weit transportierte Toneisenstein- und Phosphorit-Konkretionen, die unter Oxydation ihre Eisenverbindungen auf sekundärer Lagerstätte angereichert haben. Das Sediment ist reich an santonen, karbonatischen Bioklasten.

Liegendgrenze: Die Gehrden-Formation transgrediert diskordant über ältere Schichten, an den Typus- und Referenzprofilen über verschiedene Unterkreide-Stufen.

Hangendgrenze: durch zunehmenden Tonanteil konkordanter Übergang in die Emscher-Formation.

Mächtigkeit: Die Gehrden-Formation umfasst an den Gehrden Bergen bis zu 320 m (ROHDE in KEMPER et

al. 1973), in den anderen Gebieten deutlich weniger (BECK 1920, ERNST 1968).

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist ein ca. 20 km breiter Streifen südlich von Hannover und Braunschweig (Niedersachsen) mit den Salzstrukturen Benthe, Groß-Ilsede und Broistedt. Die Typusprofile liegen an den Gehrden Bergen südwestlich von Hannover, Niedersachsen (TK 25: 3623 Gehrden, 3723 Springe). Der Burgberg, Köthner Berg, Sürser und Kniggenberg (von Norden nach Süden) werden von der Gehrden-Formation aufgebaut. Heute sind nur noch ca. 8 m am Burgberg direkt aufgeschlossen. Referenzprofile sind die aufgelassenen, niedersächsischen Erztagebaugruben Bülten-Adenstedt (TK 25: 3727 Groß-Ilsede), Mathilde-Sophienglück bei Lengede (TK 25: 3727 Groß-Ilsede) und Vallstedt (TK 25: 3728 Vechelde) sowie der Steinbruch Hänicken (TK 25: 3727 Groß-Ilsede) mit der berühmten, fossilreichen Hänicken-Fazies (BECK 1920, WALDECK 1957, ERNST 1968, KRÜGER 2005).

Verbreitung

Niedersachsen

Zeitgleiche Einheiten

Auf die östliche Subherzynen Kreidemulde beschränkt treten die lithologisch andersartigen Salzberg- und Heidelberg-Formationen auf. Die räumlich deutlich getrennte Sudmerberg-Formation der westlichen Subherzynen Kreidemulde weist einen wesentlich höheren Lithoklasten-Anteil auf. Teile der Burgsteinfurt-Formation des nordwestlichen Münsterlandes sind ebenfalls lithologisch ähnlich, von der Gehrden-Formation jedoch deutlich räumlich getrennt. Die Sedimentation der Emscher-Formation hält zeitgleich in den distalen Ablagerungsräumen an.

Alterseinstufung

Biostratigraphie: Die Basis der Gehrden-Formation liegt in der *Cordiceramus cordiformis* / *Gonioteuthis westfalica*-Zone, Mittelsantonium. Nur lokal, wie z.B. an der Typuslokalität, reicht die Gehrden-Formation bis in die *Marsupites testudinarius* / *Gonioteuthis granulata*-Zone (Obersantonium) hinauf.

Sequenzstratigraphie: Die Gehrden-Formation setzt mit der Mittel-Santon-Transgression ein. Mit der Ober-Santon-Transgression steigen die Wassertiefen noch etwas an und die Gehrden-Formation geht konkordant in die tiefer marine Emscher-Formation über.

Verschiedenes

Environment: litorale bis flach sublitorale Sedimente eines offenen Epikontinentalmeeres. Autigene Glau-

konite und die Anwesenheit von Characeen sprechen für eine Licht-durchflutete, temperierte Flachwasser-Karbonatfazies.

Fossilien: Die Gehrden-Formation weist eine sehr diverse und individuenreiche Fauna des flachmarinen Bereiches auf. Aus den Typusprofilen an den Gehrdener Bergen zählt ROEMER (1840–1841) „71 fossile Tierarten“ auf und aus der sogenannten Hänicken-Fazies, bioklastische Trümmerkalksteine südlich von Peine (TK 25: 3727 Groß-Ilse), erwähnt BECK (1920) ohne Foraminiferen und Spongien rund 140 Spezies. Die häufigsten Makrofossilien sind Bryozoen, Serpeln, Muscheln, Solitär-Korallen, Brachiopoden, Belemniten und Echiniden. Viel Fossilmaterial liegt in der Sammlung der Bundesanstalt für Geologie und Rohstoffe, Hannover.

Literatur

BECK (1920), KEMPER et al. (1973), KRÜGER (2005), ERNST (1968), NIEBUHR (1995), ROEMER (1840–1841), SCHÖNDORF (1913), VOIGT (1929), WALDECK (1957)

(36) Lüneburg-Formation

NIEBUHR, B. & WOOD, C.J.

Ableitung des Namens: nach der Stadt Lüneburg (Niedersachsen)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: HEINZ (1926)

Chronostratigraphie: Mittelsantonium bis Untermaastrichtium

Synonyme: Senon (Co 4) der oberen Kreide Lüneburgs (HEINZ 1926)

Beschreibung

Lithologie: gebankte, helle Kalksteine, graugrünliche Mergelkalksteine und bläuliche Tonmergel. Die Bankmächtigkeiten schwanken im Allgemeinen zwischen 15 und 50 cm (HEINZ 1926).

Untergeordnete Einheiten: Im Typusprofil lassen sich folgende sechs lithologische Einheiten mit Member-Status vom Liegenden ins Hangende unterscheiden.

Erstes (ältestes) Lüneburg-Member (Mittelconiacium bis Obersantonium) = grünlichgraue bis grauweiße Mergelkalksteine, nach oben allmählich heller werdend. Gleichzeitig entwickelt sich die „vollkommenste Schichtung aller in Lüneburg anstehenden Kreideschichten“ (HEINZ 1926: 57) mit Bankmächtigkeiten von 15-25 cm. Diese werden von dem ca. 32 m mächtigen kalkarenitischen, dickbankigen Grobkreide-1-Bänken mit reichlich Inoceramen-Schill abgelöst.

Zweites Lüneburg-Member (Untercampanium) = ca. 50 m mächtige dendritische, dichte, Schreibkreide-artige Kalksteine mit Flinten, die schichtparallel und als Knollen im Gestein auftreten, Bankmächtigkeiten bis 50 cm.

Drittes Lüneburg-Member (unteres Obercampanium) = graue Mergelkalksteine ohne Flinte mit Bankmächtigkeiten zwischen 30 und 40 cm.

Viertes Lüneburg-Member (höchstes unteres Obercampanium und oberes Obercampanium) = ca. 50 m mächtiger bläulicher, zäher bis plastischer Tonmergel ohne Flinte („blaue *Heteroceras*-Kreide“ von STOLLEY 1897, vgl. SCHMID 1955).

Fünftes Lüneburg-Member = mehr als 20 m mächtige helle Mergelkalksteine ohne Flinte.

Sechstes (jüngstes) Lüneburg-Member (höheres Untermaastrichtium) = stark dolomitische Kalksteine mit Flinten.

Liegendgrenze: konkordant auf der tonreicheren und ungeschichtet bis wellig ausgebildeten Emscher-Formation.

Hangendgrenze: erosiv gekappt

Mächtigkeit: in den Typusprofilen mehr als 200 m (HEINZ 1926, SCHMID 1955).

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist Lüneburg und seine Umgebung mit der Salzstruktur Lüneburg, Niedersachsen (TK 25: 2728 Lüneburg), in der von der Zementindustrie die Lüneburg-Formation in mehreren Gruben abgebaut wurde. Die Gruben tragen die klassischen Namen „Schwalbenschwanzbruch“ und „Alter Bruch“ (im Süden von Lüneburg) sowie „Kreidebruch Volgershall“, „Zeltbergbruch“ mit „Weststoß“, „Salinenbruch“ und „Schillingscher Bruch“ (im Norden von Lüneburg) (HEINZ 1926, SCHMID 1962). Das Typusprofil des Ersten bis Fünften Lüneburg-Members liegt am Zeltberg nördlich von Lüneburg (SCHMID 1963: Abb. 1). Das Typusprofil des Sechsten (jüngsten) Lüneburg-Members ist im Schwalbenschwanzbruch südlich von Lüneburg (SCHMID 1955: 347).

Verbreitung

Niedersachsen, Brandenburg, Meckenburg-Vorpommern.

Zeitgleiche Einheiten

Die gebankten Kalk- und Mergelkalksteine der Lüneburg-Formation vermitteln faziell zwischen den lokal erhaltenen Kalk / Mergel-Rhythmiten der Misburg-Formation im Südwesten und der Schreibkreide-Gruppe im Norden und Westen, mit der sie sich

flächendeckend verzahnt. Die Grobkreide-1-Bänke treten isochron im Santonium / Campanium-Grenzbereich der Lüneburg-Formation und der Lägerdorf-Formation der Schreibkreide-Gruppe auf. Das Flint-führende Zweite Lüneburg-Member korreliert ebenfalls mit dem Flint-Maximum der Lägerdorf-Formation. In diesem Zeitabschnitt ist die Lüneburg-Formation am „Schreibkreide-ähnlichsten“. Das erneute Einsetzen der Flint-Führung (Hemmoor-Formation der Schreibkreide-Gruppe) im Hangenden eines längeren Flint-freien Zeitabschnitts (Kronsmoor-Formation der Schreibkreide-Gruppe) erfolgt in mindestens drei norddeutschen Profilen anscheinend isochron in der mittleren *Belemnella sumensis* / *Acanthoscaphites tridens*-Zone, und zwar in Kronsmoor bei Itzehoe (Schleswig-Holstein), Hemmoor bei Stade (nördliches Niedersachsen) und Lüneburg (östliches Niedersachsen).

Alterseinstufung

Die Basis der Lüneburg-Formation liegt makrobiostratigraphisch an der Basis der *Sphenoceras pinniformis*-Zone (Mittelsantonium) und der Top in der höheren *Belemnella sumensis* / *Acanthoscaphites tridens*-Zone (Untermaastrichtium) (vgl. SCHMID 1955).

Verschiedenes

Environment: pelagische Sedimente eines offenen Epikontinentalmeeres mit 70-150 m Wassertiefe.

Fossilien: Die Lüneburg-Formation weist dieselben Fossilien auf, die auch aus den zeitgleichen Schichten der Schreibkreide-Gruppe bekannt sind. Stratigraphisch wichtig sind insbesondere Belemniten, Crinoiden, Echiniden, Ammoniten und Muscheln.

Abgrenzungsprobleme: Die Lüneburger Oberkreide sollte ursprünglich als norddeutsches Standardprofil etabliert werden. Die Schichtenfolge ist allerdings durch Ablagerung in unmittelbarer Salzstocknähe tektonisch stark zerstückelt und in zwei große sowie viele kleine Schollen zerlegt (HEINZ 1926, SCHMID 1962). Heute sind die Gruben völlig verfallen.

Literatur

HEINZ (1926), SCHMID (1962, 1963), SCHMID (1955), STOLLEY (1897)

(37) Misburg-Formation

(Taf. 4, Fig. 3; Abb. 25)

NIEBUHR, B.

Ableitung des Namens: nach einem östlichen Stadtteil von Hannover (Niedersachsen)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: ERNST (1963)

Chronostratigraphie: Untercampanium bis oberes Obercampanium

Synonyme: Campan von Misburg (ERNST 1963, KHOSROV-SCHAHIAN 1972), Mergelkalk-Fazies des Unter-Campan (ABU-MAARUF 1975), Kalk / Mergel-Rhythmite der Lehrter Westmulde (NIEBUHR 1995, 2005)

Beschreibung

Lithologie: Schwach verfestigte Kalkmergel-, Mergelkalk- und Kalksteine mit charakteristischer rhythmischer Bankung (Kalk / Mergel-Rhythmite): dm-mächtige, helle kalkigere Bänke wechseln mit dünneren, dunkleren, mergeligen Zwischenlagen ab. Innerhalb eines Kalk / Mergel-Bankpaares schwanken die CaCO_3 -Gehalte nur um 5-8 % und innerhalb der Misburg-Formation zwischen 55-90 %. Es sind symmetrische (Milankovitch-) Zyklen entwickelt und keine definierbaren Schichtflächen, Hiati oder Allochthonite vorhanden.

Untergeordnete Einheiten: Meine-Bänke = an strukturellen Hochgebieten zeigt sich bei einer Transgression auf ältere Schichten an der Liegendgrenze der Misburg-Formation ein mehrere Meter mächtiger glaukonitischer Kondensationshorizont mit Anreicherungen von Belemniten (*Goniotenthis quadrata*).

Liegendgrenze: Die rhythmischen Sedimentation der Misburg-Formation folgt mit einem deutlichen Fazies-Schnitt konkordant auf die tonigeren Mergel der Emscher-Formation oder transgrediert mit den Meine-Bänken diskordant über ältere Schichten.

Hangendgrenze: Die Misburg-Formation wird konkordant von der Ahlten-Formation überlagert. Der lithologische Wechsel zeigt sich durch das Aussetzen der charakteristischen Rhythmität und einem einhergehenden farblichen Wechsel von den Grautönen der Misburg-Formation zu einer gelb-beigen Färbung der Sedimente der Ahlten-Formation. Dieser Farbwechsel ist auch gut mittels Lesesteinen kartierbar. Der direkte Übergang ist nicht aufgeschlossen. Bei Verlegung einer Gasleitung in den Jahren 1966 und 1967 wurde die Formationsgrenze ca. 20 m im Hangenden der höchsten Schichten des Zementbruchs Teutonia II angetroffen.

Mächtigkeit: im Mittel 350-400 m. Bis 600 m Maximal-Mächtigkeit wurde in Bohrungen im Zentrum der sekundären Randsenken nachgewiesen (z.B. unmittelbar westlich der Lehrter Salzstruktur, Bohrung Lehrte 37).

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist die Lehrter Westmulde östlich von Hannover, Niedersachsen (TK 25: 3625 Lehrte), in der von der Zementindustrie die Misburg-Formation

in mehreren Gruben abgebaut wird. Das Typusprofil besteht aus zwei Abschnitten, die sich um mehr als 20 m überlappen. Unterer Profilabschnitt mit Liegendgrenze: Zementbruch Holcim-Höver (ehemals Nordcement-Alemannia) am westlichen Ortsrand von Höver, ca. 100 m mächtig, im Liegenden noch ca. 25 m Emscher-Formation. Oberer Profilabschnitt: Zementbruch Teutonia II (östlicher Ortsrand von Misburg, 3 km NW vom Zementbruch Holcim-Höver entfernt), ca. 300 m mächtig. Referenzprofile sind die Bohrungen in der Lehrter Westmulde, z.B. Lehrte 37 (TK 25: 3625 Lehrte), zwischen den SP-Peaks 41 bis 52 (NIEBUHR 2006).

Verbreitung

Niedersachsen, Brandenburg, Mecklenburg-Vorpommern. Die Misburg-Formation ist hauptsächlich in den sekundären Randsenken der norddeutschen Salzstrukturen erhalten. Der untere Profilabschnitt lässt sich auch in der Peiner Oberkreidemulde bei Vöhrum und Wolterf (TK 25: 3626 Haimar, 3627 Peine) und in der Meiner Mulde (TK 25: 3528 Meinersen, 3529 Gifhorn, 3628 Wendeburg, 3629 Meine) nachweisen.

Zeitgleiche Einheiten

Teile des oberen Profilabschnitts sind in der Peiner Oberkreidemulde als Schreibkreide ausgebildet (Meerdorf-Member der Dägeling-Formation der Schreibkreide-Gruppe) und weiter östlich treten zeitgleich Grünsande und konglomeratische Kalkarenite der Beienrode-Formation auf. Die Stemwede-Formation ca. 100 km westlich von Hannover ist lithologisch deutlich zu unterscheiden und räumlich getrennt. Nach Norden verzahnt sich die Misburg-Formation in allen drei Bundesländern flächendeckend mit der Schreibkreide-Gruppe.

Alterseinstufung

Biostratigraphie: Die Basis der Misburg-Formation liegt in der *Offaster pillula*-Zone, Untercompanionium und der Top in der *Belemnitella minor* / *Nostoceras polyplacum*-Zone, oberes Obercompanionium. Neun Makrobiozonen der norddeutschen borealen Oberkreide sind dazwischen lückenlos nachweisbar.

Zyklostratigraphie und Zeitdauer: Die charakteristische Zyklizität der Misburg-Formation setzt schlagartig ein. Ein Kalk / Mergel-Bankpaar („marl-limestone couplet“) entspricht einem Präzessions-Zyklus von ca. 20 ky und weist in den Zementbrüchen Holcim-Höver und Teutonia II eine Mächtigkeit von ca. 1 m auf. Mit leicht abnehmenden Sedimentationsraten ins Hangende sind in der Misburg-Formation ca. 18 Zyklen der langen Exzentrizität mit 413 ky nachweisbar. Sie umfasst damit ca. 7,5 my und zwar ungefähr den

Zeitraum von 82-74,5 my nach OGG et al. (2004). Ca. vier lange Exzentrizitäts-Zyklen fallen dabei in das Untercompanionium, 12-13 in das unteres Obercompanionium und ein langer Exzentrizitäts-Zyklus in das obere Obercompanionium.

Sequenzstratigraphie: Die Misburg-Formation setzt mit der *Offaster pillula*-Transgression ein. Nach der *Belemnitella mucronata*-Transgression (höchstes Untercompanionium) werden im tieferen unteren Obercompanionium die höchsten Wassertiefen erreicht. Im folgenden späten Hochstand gehen die Sedimentationsraten zurück, die Milankovitch-Zyklen werden geringmächtiger und undeutlich, um mit der *Nostoceras polyplacum*-Regression und dem einhergehenden Übergang in die Ahlten-Formation ganz aufzuhören.

Verschiedenes

Environment: hemipelagische Sedimente eines offenen Epikontinentalmeeres mit 70-100 m Wassertiefe.

Fossilien: Die Misburg-Formation ist äußerst fossilreich: Kieselschwämme, Belemniten, Echiniden, Muscheln, Ammoniten, Brachiopoden; nachgewiesene Mikro- und Nannofossilien: Coccolithen, Calcisphären, Foraminiferen, Ostrakoden, Bryozoen, Mikroflora.

Literatur

ABU-MAARUF (1975), ERNST (1963), KHOSROVSHAHIAN (1972), NIEBUHR (1995, 1999, 2005, 2006), NIEBUHR & PROKOPH (1997), OGG et al. (2004)

(38) Stemwede-Formation

DÖLLING, M., HISS, M. & KAPLAN, U.

Ableitung des Namens: nach dem zwischen Dümmer See und Wiehengebirge gelegenen Stemweder Berg, nordöstlich von Osnabrück, auf der Grenze zwischen Nordrhein-Westfalen und Niedersachsen

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Untercompanionium bis oberes Obercompanionium

Synonyme: Haldemer Schichten, Dammer Schichten (Trümmererze) (RIEGRAF 1995), Dielingen-Schichten, Haldem-Schichten (KAPLAN & RÖPER 1997, SKUPIN 2005, DÖLLING 2006)

Beschreibung

Lithologie: im unteren Teil vorwiegend Tonmergelsteine, schwach sandig, stark glaukonitisch, untergeordnet

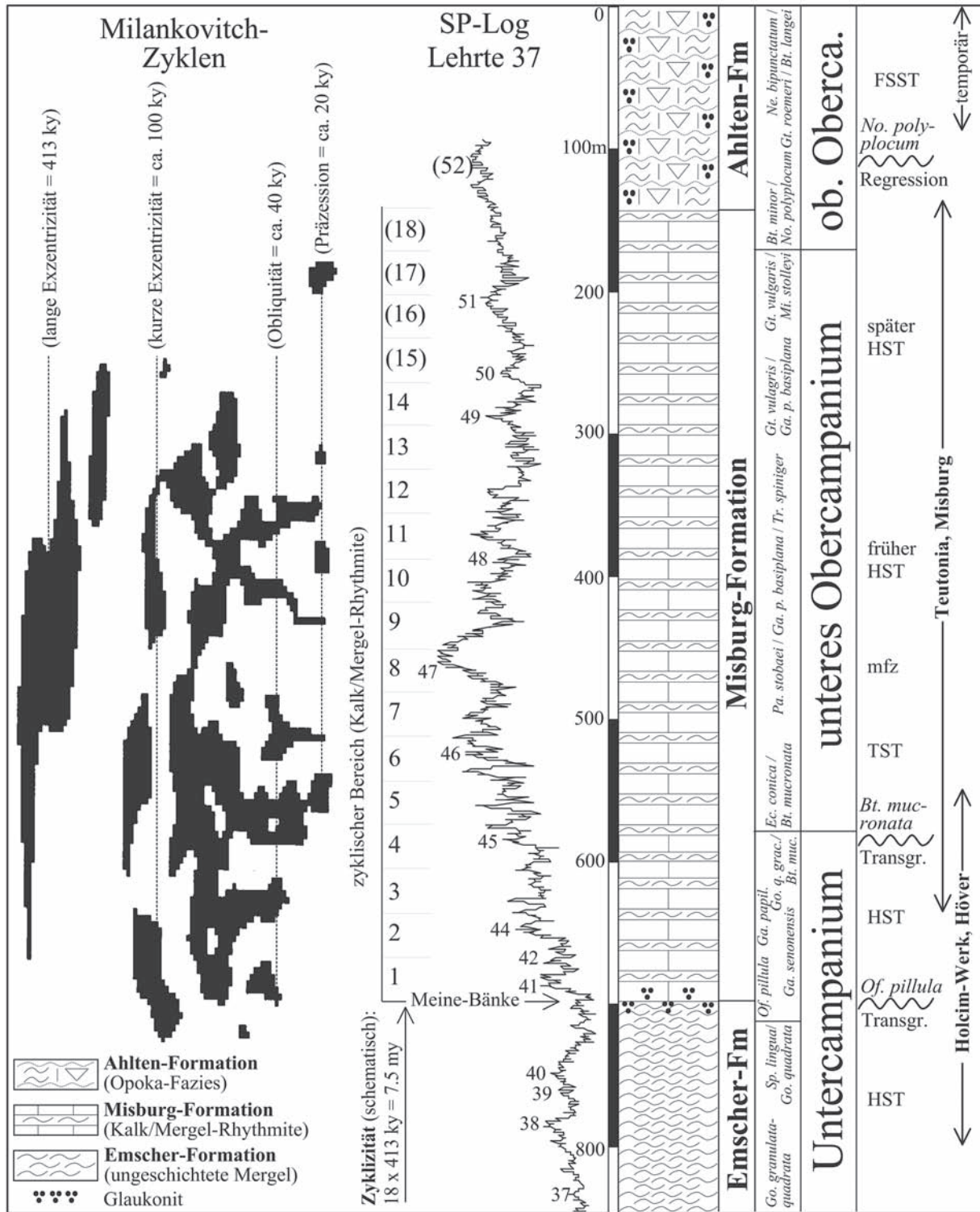


Abb. 25. Schematisiertes Profil der Lehrter Westmulde östlich Hannover, Niedersachsen, mit der zyklisch aufgebauten (37) Misburg-Formation und der hangenden (40) Ahlten-Formation in Opoka-Fazies (nach NIEBUHR 1999, 2005). Die Bohrung Lehrte 37 (zyklostratigraphische Bearbeitung sh. NIEBUHR & PROKOPH 1997) liegt ca. 3 km von den Typusprofilen der (37) Misburg-Formation entfernt.

Kalkmergelsteine, an der Basis lokal ein Transgressionskonglomerat aus aufgearbeiteten, stark eisenhaltigen unterkretazischen Tonsteingeoden (Dammer Eisenerz), im oberen Teil spiculitischer, sandiger Kalkmergelstein bis Mergelkalkstein (Opoka).

Untergeordnete Einheiten: Dielingen-Member = glaukonitische Tonmergelsteine, unterer Abschnitt der Stewede-Formation. Das Dammer Eisenerz kann als lokal auftretende Bank an der Basis des Dielingen-Members aufgefasst werden.

Haldem-Member = spiculitische Opoka, oberer Abschnitt der Stewede-Formation.

Liegendgrenze: transgressiv und diskordant mit einem lokalen Transgressionskonglomerat (Dammer Eisenerz) auf Ablagerungen der Unterkreide.

Hangendgrenze: erosiv gekappt

Mächtigkeit: Das Dielingen-Member besitzt eine mittlere Mächtigkeit von 50-70 m und kann nach Bohrungsbefunden bis auf 120 m ansteigen (DÖLLING 2006). Das Haldem-Member ist bis 110 m mächtig.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist der Steweder Berg nordöstlich von Osnabrück. Für das Dielingen-Member gelten nach KAPLAN & RÖPER (1997) der Straßeneinschnitt der Umgehungsstraße südlich von Dielingen und für das Haldem-Member ein aufgelassener Steinbruch 100 m westlich des Wasserbehälters Haldem als Typusprofile (TK 25: 3516 Lemförde). Ein weiteres Referenzprofil für das Haldem-Member ist der ehemalige Gemeindesteinbruch Brockum auf der Nordseite des Steweder Berges.

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen. Die Stewede-Formation ist nur in der Dammer Oberkreide-Mulde mit dem Steweder Berg zwischen Wiehengebirge und Dümmer See verbreitet.

Zeitgleiche Einheiten

Dammer Oberkreide-Mulde und Steweder Berg bilden ein Erosionsrelikt. Zeitgleiche Einheiten finden sich erst wieder im zentralen Münsterland (Holtwick-, Coesfeld-, Baumberge-Formation u.a.), im Raum Hannover (Misburg- und Ahlten-Formationen) sowie in der norddeutschen Schreibkreide-Gruppe (Teile der Dägeling- und Kronsmoor-Formationen).

Alterseinstufung

Die Stewede-Formation ist biostratigraphisch i.W. nach Cephalopoden (Belemniten, Ammoniten) sowie mit benthischen Foraminiferen datiert (ARNOLD 1968, KENNEDY & KAPLAN 1997, DÖLLING 2006). Auf dem

Steweder Berg reichen die Schichten biostratigraphisch bis in die *Nostoceras polyplacum*-Zone, die *Belemnitella langei*-Zone ist nach KAPLAN & RÖPER (1997) dort bereits fraglich. Im Muldenzentrum nördlich des Steweder Berges ergaben mikrofauistische Untersuchungen von Bohrungen zur geologischen Landesaufnahme ebenfalls noch ein Alter im hohen oberen Obercampanium, aber keinen Hinweis auf Maastrichtium.

Verschiedenes

Environment: vollmarine Ablagerung eines gut durchlichteten Schelfmilieus in mäßiger bis mittlerer Wassertiefe. ARNOLD (1968) beschreibt eine reichhaltige Fauna.

Literatur

ARNOLD (1968), DÖLLING (2006), KAPLAN & RÖPER (1997), KENNEDY & KAPLAN (1997), SKUPIN (2005), RIEGRAF (1995)

(39) Beienrode-Formation

(Taf. 4, Fig. 1; Abb. 26)

NIEBUHR, B.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft Beienrode nördlich des Elms (Niedersachsen).

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: NIEBUHR & ERNST (1991)

Chronostratigraphie: Untercampanium bis oberes Obercampanium

Synonyme: Senone Kreide von Königslutter (GRIEPENKERL 1889), Kreidescholle an der Morslebener Mühle, Senon im Schacht Alleringersleben (SCHMIERER 1914a), Campan von Boimstorf, Campan von Lauingen (ERNST 1968), Oszillierende Glaukonit-Fazies des Beienroder Beckens (NIEBUHR 1995).

Beschreibung

Lithologie: kaum verfestigte Grünsande und glaukonitische Mergel, an der Basis konglomeratisch und spiculitisch mit Anreicherung von Belemniten. Meist sind die Sedimente bioturbat entschichtet, es treten aber auch dickbankige, mit planar bis trogförmig ripelgeschichteten Einheiten von Zentimeter-Dicke auf, die eine Schüttungsrichtung von Norden bis Nordwesten anzeigen (NIEBUHR & ERNST 1991). Diesen sind im Allertal-Graben Glaukonit-freie grobe Konglomerate und dickbankige lithoklastische Kalkarenite proximal vorgelagert (Morsleben-Member).

Untergeordnete Einheiten: Morsleben-Member (TK 25: 3732 Helmstedt) = Dezimeter-mächtiges, Glaukonit-freies Transgressionskonglomerat mit Anreicherung von Belemniten und dickbankige lithoklas-

tische Kalkarenite mit reichlich abgerollten Echinodermen- und Bryozoen-Reste, höchstes Unterampanium (*Belemnitella mucronata*-Transgression).

Liegendgrenze: transgressiv mit deutlicher Winkel-diskordanz auf prä-kretazischen Sedimenten (im Typusprofil auf Zechstein bis Jura).

Hangendgrenze: konkordanter Übergang zu den Quarzsanden der kontinental-ästuarinen Walbeck-Formation.

Mächtigkeit: Die Beienrode-Formation erreicht im nördlichen Teilbereich (Campan von Boimstorf bei ERNST 1968) 130-150 m und im südlichen Teilbereich (Campan von Lauingen bei ERNST 1968) bis 130 m.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist das Beienroder Becken nördlich des Elms (TK 25: 3630 Heiligendorf, 3631 Groß-Twülpstedt, 3730 Königslutter, 3731 Süplingen), einer sekundären Randsenke des Beienroder Salzdiapirs. Die Beienrode-Formation markiert jeweils die äußere (älteste) Sedimentfüllung der Randsenke und fällt mit 18-25° umlaufendes Streichen in Richtung des im Zentrum liegenden Salzdiapirs hin ein. Dort wurde die Beienrode-Formation direkt auf dem Gips-Hut erbohrt (z.B. Bohrungen 21 und 22 bei MESTWERDT 1914, damals noch als „Unteroligozän“ eingestuft). Die Typusprofile setzten sich aus temporär aufgeschlossenen Abschnitten zusammen, die im Zuge der Bautätigkeit kurzzeitig offen lagen. Die Liegendgrenze und die basalen ca. 20 m der Beienrode-Formation sind am NO-Rand der Randsenke bei Glentorf und Boimstorf anzutreffen (R⁴⁴1627 / H⁵⁷9948). Im unmittelbar angrenzenden Ort Rotenkamp (R⁴⁴15350 / H⁵⁷97400) setzte sich ursprünglich das Profil ins Hangende hin fort. Im SO-Teilbereich liegt ein 100-400 m breiter Streifen mit den ehemaligen Aufschlüssen um Lauingen (GRIEPENKERL 1889). Im NO-Teilbereich liegen die Grünsande von Rennau (R⁴⁴23900 / H⁵⁷97000) und Rhode (R⁴⁴23490 / H⁵⁷98755), hier war auch ursprünglich die Hangendgrenze zu den kontinental-ästuarinen Quarzsanden der Walbeck-Formation aufgeschlossen (NIEBUHR & ERNST 1991). Referenzprofile sind die Bohrungen für das Endlager für radioaktive Stoffe bei Morsleben im Allertal-Graben. Dort verzahnen sich Glaukonit-freie fossilreiche, grobe Konglomerate und phosphoritische Kalkarenite mit der typischen Glaukonit-Fazies des Beienroder Beckens (TK 25: 3732 Helmstedt, vgl. SCHMIERER 1914a). Probenmaterial dieser Bohrungen befindet sich in der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.

Verbreitung

Niedersachsen, Sachsen-Anhalt. Die Beienrode-Formation ist als Erosionsrelikt in den sekundären

Randsenken des Beienroder Salzdiapirs und im östlich davon gelegenen Allertal-Graben erhalten.

Zeitgleiche Einheiten

Die Beienrode-Formation ist die marine Randfazies der Misburg-Formation. Die höchsten Profilabschnitte der Beienrode-Formation sind annähernd zeitgleich mit der Ahlten-Formation und dem Haldem-Member der Stenwede-Formation. Zeitgleich mit der Beienrode-Formation tritt ca. 50 km westlich das Meerdorf-Member der Dägeling-Formation der Schreibkreide-Gruppe auf (vgl. ERNST 1968, NIEBUHR 1995).

Alterseinstufung

Biostratigraphie: Die Basis der Beienrode-Formation liegt in der *Goniotenthis quadrata gracilis* / *Belemnitella mucronata*-Zone (höchstes Unterampanium) und der Top in der *Belemnitella minor* / *Nostoceras polyplacum*-Zone (oberes Oberampanium).

Sequenzstratigraphie: Die Beienrode-Formation setzt mit der *Belemnitella mucronata*-Transgression ein und endet mit der *Nostoceras polyplacum*-Regression.

Verschiedenes

Environment: litorale bis flach sublitorale Sedimente eines Epikontinentalmeeres mit maximal 50 m Wassertiefe.

Fossilien: Die Beienrode-Formation ist besonders individuen- und artenreich bei den Muscheln und Gastropoden. Weiterhin treten an Makrofauna Kiesel-schwämme, Belemniten, Ammoniten, Brachiopoden, Echinodermen und *Ophiomorpha*-Bioturbations-horizonte auf; nachgewiesene Mikro- und Nannofossilien sind Foraminiferen, Bryozoen, Calcisphären und Mikroflora (NIEBUHR & ERNST 1991).

Literatur

ERNST (1968), GRIEPENKERL (1889), MESTWERDT (1914), NIEBUHR (1995), NIEBUHR & ERNST (1991), SCHMIERER (1914a, 1914b).

(40) Ahlten-Formation (Abb. 25)

NIEBUHR, B.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft Ahlten östlich von Hannover (Niedersachsen)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: NIEBUHR et al. (1997)

Chronostratigraphie: oberes Oberampanium

Synonyme: Spongiolitische Kalkmergelsteine von Ahlten (ERNST 1968), Opoka von Ahlten (NIEBUHR 1995; NIEBUHR et al. 1997)

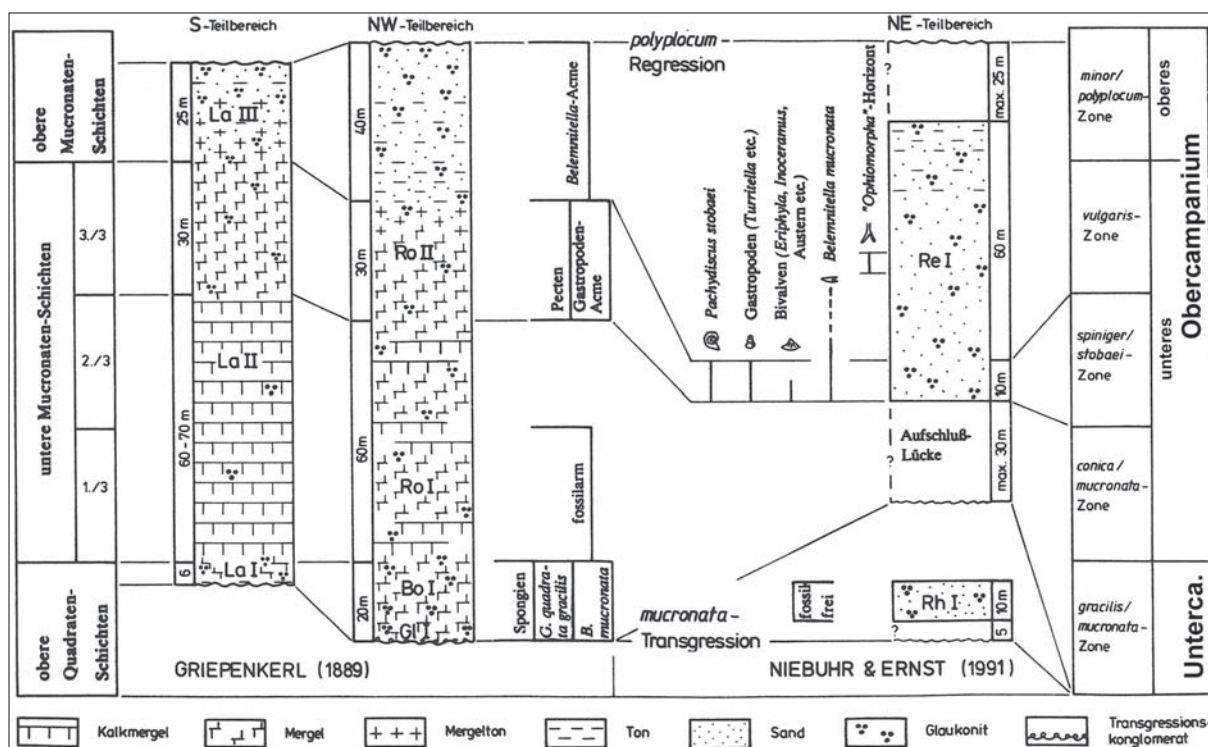


Abb. 26. Drei zusammengesetzte Typusprofile der (39) Beienrode-Formation im Beienroder Becken bei Königslutter, Niedersachsen (nach NIEBUHR & Ernst 1991).

Beschreibung

Lithologie: Poröser, spiculitischer Kalkarenit mit geringem Glaukonit-Gehalt, wobei die CaCO_3 -Gehalte zwischen 50 und 75 % schwanken und die SiO_2 -Gehalte durchgehend über 25 % liegen (Opoka nach POŻARYSKA 1952, NIEBUHR 1995). Die hohen SiO_2 -Gehalte gehen auf biogenes Opal von Schwamm-Spiculae zurück (NIEBUHR et al. 1997). Die Opoka bildet dicke Bänke im Dezimeter-Bereich, lokal treten flache, breite Rinnenstrukturen auf.

Untergeordnete Einheiten: keine

Liegendgrenze: konkordant auf die Kalk / Mergel-Rhythmite der Misburg-Formation. Der lithologische Wechsel ist fließend und zeigt sich durch einen farblichen Wechsel von den Grautönen der Misburg-Formation zu einer gelb-beigen Färbung der Sedimente der Ahlten-Formation. Dieser Farbwechsel ist auch gut mittels Lesesteinen kartierbar. Der direkte Übergang ist nicht aufgeschlossen.

Hangendgrenze: erosiv gekappt

Mächtigkeit: Die Ahlten-Formation hat eine Maximal-Mächtigkeit von 150-200 m.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist die Lehrter Westmulde östlich von Hannover (Niedersachsen, TK 25: 3625 Lehrte). Die Typusprofile sind nur temporär in Baugruben im Umkreis der Ortschaften Ahlten und Ilten aufgeschlossen.

Verbreitung

Niedersachsen. Die Ahlten-Formation ist als Erosionsrelikt auf die Lehrter Westmulde, einer sekundären Randsenke des Lehrter Diapirs östlich von Hannover, beschränkt.

Zeitgleiche Einheiten

Das Haldem-Member der Stemwede-Formation ca. 100 km westlich von Hannover ist lithologisch ähnlich, aber deutlich räumlich getrennt. Nach Norden ist in allen drei Bundesländern flächendeckend die Schreibkreide-Gruppe entwickelt und weiter östlich treten zeitgleich Grünsande und konglomeratische Kalkarenite der Beienrode-Formation auf.

Alterseinstufung

Biostratigraphie: Die Ahlten-Formation liegt in der höheren *Belemnitella minor* / *Nostoceras polyplacum*-Zone und *Neancyloceras bipunctatum* / *Galerites romeri*-Zone (= *Belemnitella langei*-Zone der Schreibkreide-Gruppe), oberes Obercampanium.

Sequenzstratigraphie: Die Ahlten-Formation setzt mit der *Nostoceras polyplacum*-Regression ein und wird als regressives oder Tiefstand-Sediment interpretiert (NIEBUHR 1995, NIEBUHR et al. 1997).

Zeitdauer: Nach Berechnung der Sedimentationsraten umfasst die Ahlten-Formation ca. 2 my (NIEBUHR et al. 1997) und zwar ungefähr den Zeitraum von 74,5-72,5 my nach OGG et al. (2004) (NIEBUHR 2006).

Verschiedenes

Environment: hemipelagische Sedimente eines offenen Epikontinentalmeeres mit 40-70 m Wassertiefe.

Fossilien: Die Ahlten-Formation enthält eine sehr individuenreiche und diverse Fauna des flachmarinen Bereichs, insbesondere häufige Kieselschwämme, Muscheln, Belemniten, Echiniden, Ammoniten und Brachiopoden.

Literatur

ERNST (1968), NIEBUHR (1995, 2006), NIEBUHR et al. (1997), OGG et al. (2004), POZARYSKA (1952)

(41) Walbeck-Formation (Taf. 4, Fig. 2)

NIEBUHR, B.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft Walbeck nördlich von Helmstedt (Grenze Niedersachsen zu Sachsen-Anhalt)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: KRUTZSCH & PROKOPH (1992)

Chronostratigraphie: oberes Obercampanium (?), Untermaastrichtium und Obermaastrichtium

Synonyme: Ältere Braunkohlenformation (SCHMIERER 1914b), Maastricht auf der Scholle von Calvoerde (LENK 1966), Walbecker Mikroflora, Zahnaer Mikroflora (KRUTZSCH & MIBUS 1973)

Beschreibung

Lithologie: unverfestigte Quarzsande mit einem SiO₂-Gehalt von über 98 % und siltige Tone mit vereinzelt konglomeratischen Lagen. Planare und trogförmige Schrägschichtungen sind häufig und deuten auf eine Schüttungsrichtung aus Südosten. An der Typuslokalität zeigt sich eine Untergliederung in drei Abschnitte (KRUTZSCH & PROKOPH 1992): die untere Quarzsand-Folge zeigt Rinnen, Ufersande und Flußauen. Darüber folgen Stillwasser-Ablagerungen mit einer tonig-sandigen Wechselfolge. Die obere Quarzsand-Folge sind feinsandige Stillwasser-Ablagerungen. In den stratigraphisch jüngsten Bereichen der Walbeck-Formation des Beienroder Beckens treten Bioturbationshorizonte mit Eisen-Ooiden auf (NIEBUHR & ERNST 1991).

Untergeordnete Einheiten: Zahna-Member (terrestrisch) = Bohrung Zahna 1E (KRUTZSCH & MIBUS 1973), ca. 60 km S von Berlin (Brandenburg, vermutlich TK 25: 4042 Zahna).

Colbitz-Member = Bohrunge Colbitz 19/63 (terrestrisch) und 10/63 (auch schwach marin bis brackisch), 35 km östlich der Typuslokalität und 20 km nördlich von Magdeburg (Sachsen-Anhalt, vermutlich TK 25: 3635 Colbitz); 30 bzw. 40 m mächtige Braunkohle-

führende dunkelgraue Sande und Silte in Subrosions-senken auf der Salzstruktur Colbitz (LENK 1966).

Liegendgrenze: konkordant auf die Grünsande der Beienrode-Formation (an der Typuslokalität und im Beienroder Becken) oder diskordant auf ältere Schichten.

Hangendgrenze: erosiv gekappt

Mächtigkeit: An der Typuslokalität erreicht die Walbeck-Formation eine Maximal-Mächtigkeit von 170 m (KRUTZSCH & PROKOPH 1992) und in Bohrunge ebenfalls im Allertal-Graben ca. 200 m (SCHMIERER 1914b). Direkt im Zentrum des Beienroder Beckens kann die Walbeck-Formation 300-400 m erreichen (NIEBUHR & ERNST 1991).

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist der Allertal-Graben in der Umgebung von Walbeck, Sachsen-Anhalt, und Grasleben nördlich von Helmstedt, Niedersachsen (TK 25: 3732 Helmstedt). Das Typusprofil ist das ehemalige VEB Sand- und Tonwerk Walbeck, jetzt Quarzsande Frechen, Werk Weferlingen, in der die Quarzsande in mehreren Gruben heute noch abgebaut werden. Das Referenzprofil sind die Quarzsand-Gruben von Uhry im Beienroder Becken nördlich des Elms, in denen von der Firma Schlingmeier Quarzsand GmbH & Co. KG ebenfalls die Walbeck-Formation abgebaut wird.

Verbreitung

Niedersachsen, Sachsen-Anhalt, Brandenburg. Die Walbeck-Formation ist ausschließlich in Subrosionssenken oder den sekundären Randsenken der norddeutschen Salzstrukturen als Erosionsrelikt erhalten.

Zeitgleiche Einheiten

Das flachmarine Oebisfelde-Member der Nennhausen-Formation (vermutlich TK 25: 3531 Oebisfelde oder 3532 Rätzlingen) liegt nur ca. 25 km nördlich der Typuslokalität der Walbeck-Formation, zwischen beiden Lokalitäten kann also der Küstenverlauf im Untermaastrichtium sicher angenommen werden. Das Zahna-Member der Walbeck-Formation (vermutlich TK 25: 4042 Zahna) liegt ca. 75 km südlich der Typuslokalität der Nennhausen-Formation (vermutlich TK 25: 3341 Haage), hier kann also der Küstenverlauf im Unter- / Obermaastrichtium-Grenzbereich sicher angenommen werden. Im nördlichen Niedersachsen und Schleswig-Holstein tritt auch im Maaastrichtium weiterhin die Schreibkreide-Gruppe auf.

Alterseinstufung

Biostratigraphie: Die Mikroflora – und damit die stratigraphische Aussage – bezieht sich aller Wahrscheinlichkeit nach auf die unteren beiden Lithoein-

heiten der Typuslokalität (untere Quarzsand-Folge und Wechselfolge, s.o.). Der überwiegende Anteil der Walbeck-Formation wird dem Untermaastrichtium zugestellt, ob die tiefsten Schichten noch in den Campanium / Maastrichtium-Grenzbereich fallen (wie der konkordante Übergang von der Beienrode-Formation in die Walbeck-Formation nahelegt), ist ungewiss. Die Mikroflora des Zahna-Members repräsentiert einen etwas jüngeren Zeitabschnitt als das Typusprofil. In ihr wurde die „*Deflandrea*-Akme“ wiedergefunden (KRUTZSCH, mündl. Mitt. in SCHULZ & NIEBUHR 2000), die in der Hemmoor-Formation der Schreibkreide-Gruppe an der Unter- / Obermaastrichtium-Grenze auftritt (MARHEINECKE 1986). Die Mikroflora des Colbitz-Members ist noch etwas jünger. Damit scheint sicher, dass die terrestrische Sedimentation der Walbeck-Formation zumindest bis ins tiefere Obermaastrichtium hinaufreicht.

Sequenzstratigraphie: Die Walbeck-Formation repräsentiert den regressiven Zeitabschnitt, in dem sich im Zuge der *Nostoceras polyplacum*-Regression, oberes Obercampanium, das Meer nach Norden zurückzog. Die kurzzeitige marinen Ingression in der Walbeck-Formation, die sich im Typusprofil in den höheren Bereichen der unteren Quarzsand-Folge zeigt, wird der Oebisfelde-Transgression des Untermaastrichtium zugestellt (vgl. Nennhausen-Formation). Die am Top der Walbeck-Formation auftretenden Bioturbationshorizonte mit zahlreichen Eisen-Ooiden lassen sich nur unter Vorbehalt der jüngsten Transgression der Oberkreide, der *Belemnitella junior*-Transgression des unteren Obermaastrichtium zuordnen (NIEBUHR 1995).

Verschiedenes

Environment: Seen-, Fluß- und Delta-Sedimente. Marine Beeinflussung ist angezeigt in Bioturbationshorizonten und dem Auftreten von Eisen-Ooiden.

Fossilien: Es wurde mit ca. 450 verschiedenen Arten, bzw. Typen – allerdings nur 5 verschiedene Dinoflagellaten-Zysten aus dem marinen Bereich – die reichste Mikroflora-Assoziation der Oberkreide nachgewiesen (KRUTZSCH & PROKOPH 1992). *Ophiomorpha*-Bioturbationshorizonte, Pflanzenreste, Früchte und inkohlte Baumstämme bis zu einer Länge von 1,50 m sind lokal zu finden.

Literatur

KRUTZSCH & MIBUS (1973), KRUTZSCH & PROKOPH (1992), LENK (1966), MARHEINECKE (1986), NIEBUHR (1995), NIEBUHR & ERNST (1991), SCHMIERER (1914b), SCHULZ & NIEBUHR (2000)

(42) Nennhausen-Formation (Abb. 27)

NIEBUHR, B.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft Nennhausen bei Rathenow (Brandenburg)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: AHRENS et al. (1965)

Chronostratigraphie: Untermaastrichtium und Obermaastrichtium

Synonyme: Maastricht von Ilten (VOIGT 1951), Grün-sandige Tonmergelfazies, Grünsand-Mergel-Fazies (VOIGT 1954), Nennhausener Schichten (AHRENS et al. 1965), Nennhausener Bild (KRUTZSCH 1965), Oebisfelder Bild (KRUTZSCH 1966), Steinförder Fazies (FAHRION 1984)

Beschreibung

Lithologie: schwach verfestigte kalkhaltige Grünsande, teils siltig-tonig, mit eingelagerten lithoklastischen Kalkareniten und glaukonitischen Mergeln.

Untergeordnete Einheiten: Ilten-Member = grobe Konglomerate, fossilreiche Bryozoen-Kalkarenite und plattige Mergel liegen transgressiv (*Belemnitella junior*-Transgression) auf den vom Lehrter Salzdiapir bei Hannover steilgestellten Buntsandstein-Schichten (TK 25: 3625 Lehrte, ein ca. 400 m langer Streifen von R³⁵6454 / H⁵⁸0095 bis R³⁵6466 / H⁵⁸0136). Dem Ilten-Member entsprechen im Typusprofil die oberen Profilschnitte B und C, also die Teufe 586,80 m bis ca. 640 m (vgl. AHRENS et al. 1965).

Oebisfelde-Member = kalkig-glaukonitische Feinsandsteine, stellenweise mit Konglomeraten an der Basis; 20 km nördlich von Helmstedt (vermutlich TK 25: 3531 Oebisfelde oder 3532 Rätzlingen) und ca. 65 km östlich des Typusprofils. Dem Oebisfelde-Member entsprechen im Typusprofil die Teufen tiefer als 640 m (vgl. AHRENS et al. 1965) sowie die tiefsten Abschnitte der Bohrung Wülpen S1 (Teufe 612-615 m, vermutlich TK 25: 3738 Theesen oder 3739 Ziesar) 40 km südsüdwestlich des Typusprofils.

Liegendgrenze: Basis des Oebisfelde-Members. Im Typusprofil wurde die Liegendgrenze nicht erreicht, die Bohrung Nennhausen 2/63 wurde wegen der Eintönigkeit der Schichten bei einer Endteufe von 953,90 m abgebrochen (AHRENS et al. 1965).

Hangendgrenze: erosiv gekappt, in der Bohrung Nennhausen 2/63 die jüngsten Kreide-Schichten bei einer Teufe von 586,80 m.

Mächtigkeit: im Typusprofil über 370 m, nach DIENER (1967) können bis zu 600 m erreicht werden.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist die gemeinsame sekundäre Randsenke der Salzstrukturen Friesack und Kotzen, Branden-

burg, ca. 10 km nordwestlich der Stadt Brandenburg. Die Nennhausen-Formation liegt als Erosionsrelik inmitten von Unterkreide-Schichten (TK 25: 3241-42, 3341-43, 3440-43, 3540-41 und 3640). Das Typusprofil ist die gekernte Bohrung Nennhausen 2/63 zwischen 586,70 und 953,90 m Teufe, die in dieser sekundären Randsenke abgeteuft wurde (vermutlich TK 25: 3341 Haage).

Verbreitung

Niedersachsen, Sachsen-Anhalt, Brandenburg.

Zeitgleiche Einheiten

Die Walbeck-Formation ist das kontinental-ästuarine Äquivalent der flachmarinen Nennhausen-Formation. Im Colbitz-Member der Walbeck-Formation, 35 km O des Typusprofils und 10 km östlich von Magdeburg (vermutlich TK 25: 3635 Colbitz) deuten die brackischen Anteile auf eine enge Verzahnung zwischen beiden Formationen. Das sporenstratigraphische „Oebisfelder Bild“ (200-300 verschiedenen Mikrofloren) des Oebisfelde-Members der Nennhausen-Formation hat die größten Ähnlichkeiten mit der Mikroflora der kontinental-ästuarinen Walbeck-Formation (KRUTZSCH & PROKOPH 1992). Die flachmarine Nennhausen-Formation ist der pelagischen Schreibkreide-Gruppe Norddeutschlands südlich vorgelagert.

Alterseinstufung

Biostratigraphie: Im Typusprofil Nennhausen 2/63 sind bis zu einer Teufe von 586,80 bis 812 m die Nannofossilzonen CC24 bis CC26 nachgewiesen (KIENEL 1994), die der *Belemnella fastigata*-Zone des Untermaastrichtium bis *Oxytoma danica* / *Tenuipteria argentea*-Zone des Obermaastrichtium entsprechen (SCHULZ & NIEBUHR 2000). Stratigraphisch relevant für die Definition der Hangendgrenze ist auch die Großforaminifere *Lepidorbithoides minor*, die aus dem Ilten-Member (mit *Belemnitella junior*, aber noch ohne *Oxytoma danica*) und ca. 10-15 m unterhalb der Kreide-Obergrenze des Typusprofils der Nennhausen-Formation (KIESEL & TRÜMPER 1965) nachgewiesen wurde. Die Schichtlücke zwischen der Nennhausen-Formation und der hangenden lithostratigraphischen Einheit (marines Paläogen, Rodaer Bild A nach KRUTZSCH 1965) umfasst nach der Nannofossil-Gliederung den höchsten Bereich der *Nephrolithus frequens*-Zone (höchstes Obermaastrichtium) und den unteren Bereich der *Biscutum sparsus*-Zone (tiefstes Paläogen) (KIENEL 1994).

Sequenzstratigraphie: Die Nennhausen-Formation repräsentiert einen transgressiven Zeitabschnitt, in dem sich im Untermaastrichtium (Oebisfelde-Transgression) und unterem Obermaastrichtium (*Belemnitella junior*-Transgression) das Meer mit kleineren, lateral und ver-

tikal nur sehr begrenzten Ingressionen wieder kurzfristig nach Süden verlagert. Sie „setzt ein Stück oberhalb der Grenze Campan / Maastricht ein und wandert in Richtung zum Becken langsam stratigraphisch höher“ (Steinförder Fazies nach FAHRION 1984: 578).

Verschiedenes

Environment: flachmarine Schelfsedimente eines offenen Epikontinentalmeeres mit 40-70 m Wassertiefe.

Fossilien: Die Ammoniten aus der Bohrung Nennhausen 2/63 (*Hoploscaphites constrictus*, *Ho. tenuistriatus*) werden in der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Berlin aufbewahrt (Inventar-Nr. X 1609-1615). Nachgewiesene Mikro- und Nannofossilien sind Coccolithen, Calcisphären, Foraminiferen, Bryozoen, Mikroflora.

Literatur

AHRENS et al. (1965), DIENER (1967), FAHRION (1984), KIENEL (1994), KIESEL & TRÜMPER (1965), KRUTZSCH (1965, 1966), NIEBUHR (1995), SCHULZ & NIEBUHR (2000), VOIGT (1951, 1954).

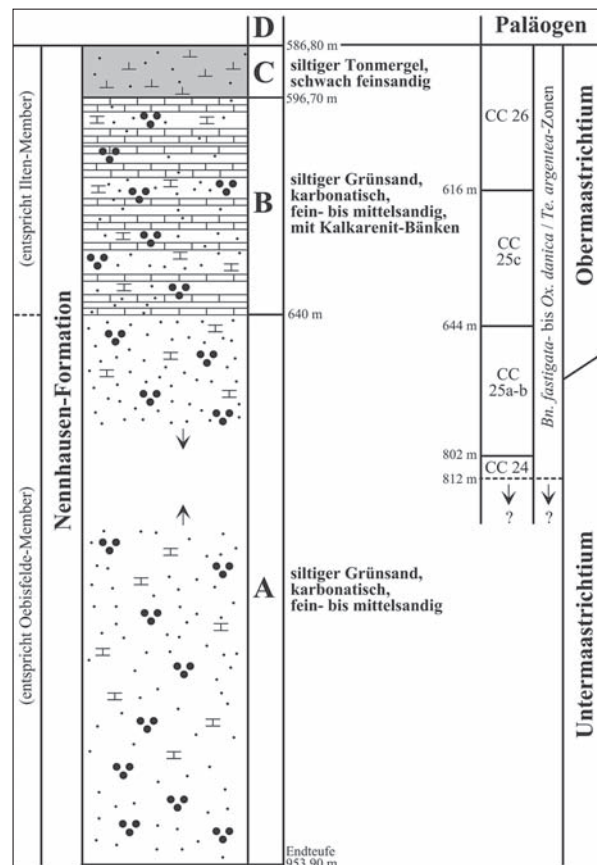


Abb. 27. Typusprofil der (42) Nennhausen-Formation in der Bohrung Nennhausen 2/63, Brandenburg (nach AHRENS et al. 1965, KIENEL 1994, SCHULZ & NIEBUHR 2000).

3. Megasequenz der Subherzynyen Kreidemulde

Die Subherzyne Kreidemulde ist dem nördlichen in sich geschlossenen norddeutsch-polnischen Ablagerungsgebiet nach Süden vorgelagert. Die ursprüngliche Verbindung ist nördlich von Braunschweig durch überwiegend nachkretazische Erosion unterbrochen.

Die Subherzyne Kreidemulde als südlichster Teil der Harz-Vorland-Scholle ist ein tief abgesenkter, oberkretazischer Randtrog im Sinne von VOIGT (1963) mit 1.500 m bis über 2.000 m Gesamtmächtigkeit (TRÖGER 1995, VOIGT et al. 2006). Die südliche Begrenzung ist der Harz-Block mit überwiegend paläozoischen Gesteinen, nördlich begrenzen die subherzyn streichenden Salzstrukturen Fallstein, Huy und Hakel den nach Osten ausklingenden Randtrog. Im Westen bei Goslar wird die Subherzynyen Kreidemulde durch rheinisch streichende Störungszonen begrenzt und die Randtrog-Entwicklung endet so allmählich wie im Osten.

Die Eintiefung des Randtroges begann im Mittel- und Oberturonium. Stärkere Bewegungen des Harz-Blockes ab dem Mittelsantonium und Hebungen im nördlichen Teil der Subherzynyen Kreidemulde ab dem Coniacium bedingten einerseits die hohen Mächtigkeiten und die starken litho- und biofaziellen Differenzierungen sowie andererseits die Lücken und Diskordanzen besonders am Süd- und Nordrand (TRÖGER 1998, VOIGT et al. 2004). Während in der 2. Megasequenz die für Niedersachsen und Nordrhein-Westfalen gebräuchliche Formationsuntergliederung der Plänerkalk-Gruppe genutzt werden kann, ist in der 3. Megasequenz besonders für den mittleren und östlichen Teil der Subherzynyen Kreidemulde – bedingt durch sandige Schüttungen vom Norden und Süden – eine stärkere lokal eingengte lithofazielle Gliederung in Form von unterschiedlichen Formationen gegeben, die z.T. neu aufgestellt werden mußten.

(43) Halberstadt-Formation

(Taf. 5, Fig. 6; Abb. 28)

VOIGT, T. & TRÖGER, K.-A.

Ableitung des Namens: nach der Stadt Halberstadt am Nordrand der Subherzynyen Kreidemulde (Sachsen-Anhalt)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibungen: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Mittelconiacium, Oberconiacium (?), Untersantonium (?)

Synonyme: Mittelquader (GEINITZ 1849–1850), Emscherstufe, Emschersandstein, *involutus*-Quader, *in-*

volutus-Schichten, Sande des Unter-Emscher (WEISSERMEL 1926), *involutus*-Schichten, oberer Emscher (VOIGT 1929)

Beschreibung

Lithologie: Glaukonitische Feinsande gehen in massive Sandsteine über. Zum Hangenden schalten sich Grobsandlagen und assoziierte dünne Tonschichten ein. Am nördlichen Beckenrand zwischen Halberstadt und Zilly treten Konglomerate auf (überwiegend Phosphorite, daneben aufgearbeitete Gesteine der Plänerkalk-Gruppe). Der oberste Abschnitt der Halberstadt-Formation besteht aus glaukonitischen Siltsteinen mit Sand- und Kieslagen.

Untergeordnete Einheiten: Die traditionellen lithostratigraphischen Einheiten Formsande, *involutus*-Sandstein und Münchenhofsande (Münchenhof-Formation) erhalten den Status von Mitgliedern der Halberstadt-Formation. Die Formsande sind feinkörnige, unzementierte Quarzsande. Der *involutus*-Sandstein ist ein massiger, felsbildender Sandstein (fein- bis mittelkörnig), der teilweise eingelagerte Grobsandsteine und Konglomerat-Horizonte enthält. Als Münchenhofsande lassen sich glaukonitische Siltsteine und Mergel mit wenigen schwach zementierten Sand- und Kieslagen über dem *involutus*-Sandstein abgrenzen.

Liegendgrenze: *koeneni*-Mergel (SCHROEDER & DAHLGRÜN 1927a, b, SCHROEDER 1928) der Emscher-Formation. Die Basis der Formsande der Halberstadt-Formation wird mit dem Einsetzen von gut sortierten Feinsanden oder Feinsandsteinen gezogen.

Hangendgrenze: vermutlich mit einer Schichtlücke überlagert von der Salzberg-Formation.

Mächtigkeit: Am Nordrand der Halberstädter Mulde werden etwa 150 m Mächtigkeit erreicht. In Bohrungen (z.B. Bohrung Subherzyne Kreidemulde 1) wurde bei einer Mächtigkeit bis 180 m die Halberstadt-Formation noch nicht vollständig durchteuft.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist der Ostteil der Subherzynyen Kreidemulde zwischen Halberstadt und Quedlinburg (TK 25: 4030 Osterwieck, 4031 Dardesheim, 4131 Derenburg, 4132 Halberstadt, 4133 Wegeleben, 4232 Quedlinburg, 4233 Ballenstedt). Das Typusprofil ist der Lehofsberg nördlich von Quedlinburg, Sachsen-Anhalt (TK 25: 4133 Wegeleben). In einer großen Sandgrube sind die Formsande in voller Mächtigkeit aufgeschlossen. Gelegentlich ist auch die Basis der Halberstadt-Formation zugänglich. Im nördlich anschließenden Steinbruchgelände und am Steilhang des Lehofsberges lässt sich

ein fast vollständiges Profil des *involutus*-Sandsteins aufnehmen. Die Hangendgrenze der Halberstadt-Formation zur Salzberg-Formation fehlt erosiv.

Verbreitung

Sachsen-Anhalt. Östliche Subherzyne Kreidemulde.

Zeitgleiche Einheiten

Die Halberstadt-Formation geht in der Subherzyne Kreidemulde nach Südwesten kontinuierlich unter Zunahme von Mergeln und Tonen in die Emscher-Formation über. Sie lässt sich wegen des graduellen Übergangs in Bohrungen lateral nur undeutlich abgrenzen.

Alterseinstufung

Biostratigraphie: Die biostratigraphische Gliederung erfolgt mit Inoceramen (*Volviceramus koeneni*, *V. involutus*, *Platyceramus mantelli*, *Inoceramus kleini*, *I.*

percostatus, *I. sublabiatus*) und Ammoniten (*Peroniceras div spec.*, *Gauthiericeras margae*, *Paratexanites serratomarginatum*; VOIGT 1929). Die Basis der Halberstadt-Formation liegt in der *Volviceramus koeneni*-Zone, Mittelconiacium. Die Formsande und der *involutus*-Sandstein vertreten die *Volviceramus involutus*-Zone des Mittelconiacium. Die Münchensandsche haben bisher keine biostratigraphisch verwertbaren Fossilien geliefert. Da für die im Hangenden folgende Salzberg-Formation biostratigraphisch Mittelsantonium belegt ist, kann davon ausgegangen werden, dass der oberste Teil das Mittelconiacium, Oberconiacium oder Unter- bis Mittelsantonium in der Halberstadt-Formation vertreten ist. Eine weit verbreitete Schichtlücke im Grenzbereich Coniacium-Santonium in den Beckenrandprofilen lässt auch die Möglichkeit offen, dass Oberconiacium und Untersantonium fehlen.

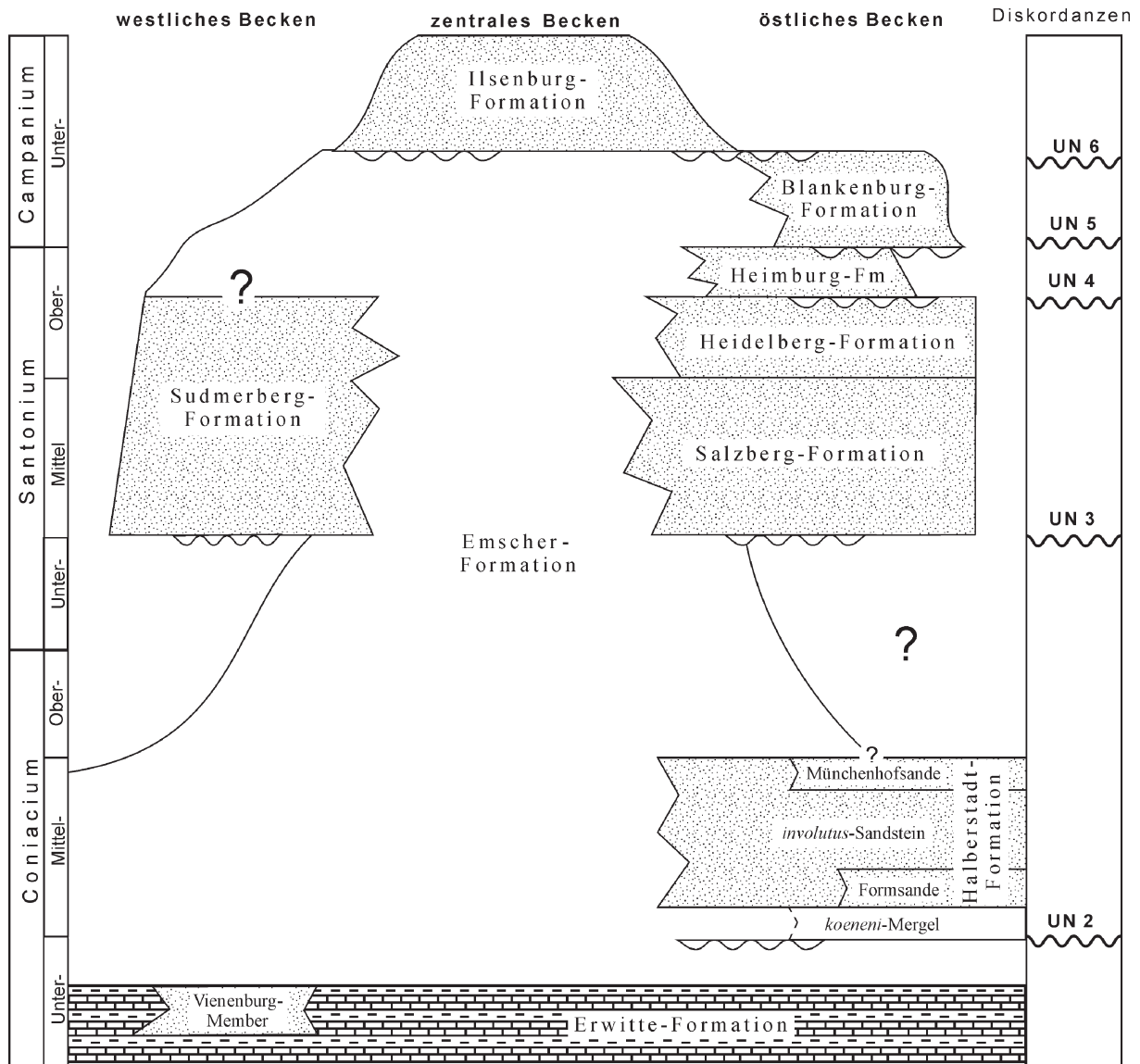


Abb. 28. Lithostratigraphische Untergliederung der Subherzyne Kreidemulde.

Sequenzstratigraphie: Die Halberstadt-Formation setzt mit einem base-level-Anstieg im tiefen Mittelconiacium ein, der sich durch transgressive Ablagerungen über einer Schichtlücke am nördlichen Beckenrand äußert. Der Übergang zu immer größeren Sedimenten entspricht dem Hochstand einer Sequenz (Progradation). Die Mittel-Santon-Transgression (Salzberg-Formation) im Hangenden leitet die nächste Sequenz ein.

Verschiedenes

Fossilien: Die Halberstadt-Formation ist bis auf Spurenfossilien (*Thalassinoides*, *Ophiomorpha*) nicht sehr fossilreich. In den Formsanden und in den kalkig zementierten Übergangsschichten zum *involutus*-Sandstein dominieren Bivalven.

Literatur

SCHROEDER (1928), SCHROEDER & DAHLGRÜN (1927a, b), TRÖGER (2000), VOIGT (1929), VOIGT et al. (2006a), WEISSERMEL (1926)

(44) Salzberg-Formation (Taf. 5, Fig. 1; Abb. 28)

VOIGT, T. & TRÖGER, K.-A.

Ableitung des Namens: nach dem Salzberg westlich von Quedlinburg (Sachsen-Anhalt)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: SCHROEDER & DAHLGRÜN (1927a)

Chronostratigraphie: Mittelsantonium

Synonyme: Salzberggestein (STOLLEY 1916), Übergangsbildungen zwischen oberen Emscher und Granulatenseen, Salzbergmergel (VOIGT 1929), Schichten mit *Inoceramus cardissoides* und *Inoceramus lobatus* = Salzbergschichten (SCHROEDER & DAHLGRÜN 1927a, BERGER 1967)

Beschreibung

Lithologie: Die Salzberg-Formation besteht aus sandigen Mergeln und kalkig zementierte Feinsandsteine, die häufig sehr fossilreich sind. Charakteristisch sind sehr feste, bis 30 cm mächtige Kalksandsteinbänke. Im gut dokumentierten Profil am Salzberg wurden durch BERGER (1967) mehrere 5-10 m mächtige coarsening-upward-Zyklen dokumentiert, die mit Mergeln einsetzen und über Feinsandsteine bis in Grobsandsteine übergehen können. Am Harznordrand treten auch dünne Konglomeratlagen auf (überwiegend mit aufgearbeiteten Trias- und Kreide-Sedimenten).

Untergeordnete Einheiten: keine

Liegendgrenze: Die Salzberg-Formation liegt konkordant auf der Emscher-Formation und der Halberstadt-

Formation oder winkeldiskordant-transgressiv auf älteren Schichten (wachsender Hiatus am Harznordrand von Mittelconiac bis Keuper in Ost-West-Richtung). Die Basisgrenze wird mit dem Einsetzen der ersten Kalksandsteinbänke gezogen.

Hangendgrenze: Heidelberg-Formation

Mächtigkeit: etwa 200 m.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist der Ostteil der Subherzynen Kreidemulde (TK 25: 4131 Derenburg, 4132 Blankenburg, 4232 Quedlinburg, 4233 Ballenstedt). Es existiert kein Typusprofil, in der die Unter- und Obergrenze der Salzberg-Formation aufgeschlossen ist. Das beste Referenzprofil liegt am namensgebenden Salzberg westlich von Quedlinburg, Sachsen-Anhalt (TK 25: 4232 Quedlinburg). Aufgeschlossen ist nur ein kleiner, sandreicher Abschnitt (25 m aus dem mittleren Abschnitt). Kleinere Aufschlüsse entlang des Salzberges lassen aber eine Rekonstruktion der Gesamtsituation zu. Ein vollständiges Referenzprofil liegt in der Bohrung Quedlinburg 1/79 vor (eingelagert im Kernlager des LFUG Sachsen-Anhalt in Halle), in der die Salzberg-Formation konkordant die Emscher-Formation überlagert.

Verbreitung

Sachsen-Anhalt. Östliche Subherzyne Kreidemulde.

Zeitgleiche Einheiten

Im zentralen und westlichen Teil der Subherzynen Kreidemulde wird zeitgleich die Emscher-Formation abgelagert. Die stratigraphischen Verhältnisse zur größer ausgebildeten Sudmerberg-Formation am nordwestlichen Harzrand sind unklar (vermutlich keine direkte Verzahnung).

Alterseinstufung

Biostratigraphie: Die Salzberg-Formation umfasst das Mittelsantonium. Die Basis in den konkordanten Beckenprofilen ist jedoch nur selten aufgeschlossen und könnte deshalb möglicherweise untersantone Anteile enthalten. Biostratigraphisch umfasst die Salzberg-Formation die *Goniotoothis westfalica*-Zone und die Inoceramen-Assoziation *Cordiceramus cordiformis* / *Sphenoceramus pachtii* / *cardissoides*.

Sequenzstratigraphie: Die Salzberg-Formation setzt mit einer Transgression ein, die mit einer Verringerung der Korngröße im Vergleich zur Halberstadt-Formation einhergeht. Am Harzrand ist die Anhebung des Basisniveaus durch die transgressive Überlagerung einer Erosionsfläche direkt sichtbar. Der höhere Teil der Salzberg-Formation gehört zum highstand systems

tract einer Sequenz, die noch die Heidelberg-Formation umfasst.

Verschiedenes

Fossilien: Die Salzberg-Formation ist fossilreich. Die Makrofauna besteht aus Brachiopoden (selten, in den mergeligen Abschnitten), Bryozoen, Serpuliden, Bivalven (sehr häufig), Gastropoden, Dentalien, Belemniten (sehr selten), Ammoniten (selten), Nautiliden (sehr selten) und Krebsresten. Die Ichnofauna wird durch *Thalassinoides* repräsentiert. Es überwiegen die Bivalven, die in einzelnen Kalksandstein-Bänken über 95 % der Gesamtf fauna ausmachen. Bezeichnende Arten sind: *Glycymeris geinitzi*, *Pterotrigonia glaciana*, *Lima canalifera*, *Chlamys virgatus*, *Entolium membranaceum*, *Liopistha aequivalvis* und *Goniomya designata* (SCHROEDER & DAHLGRÜN 1927a, TRÖGER & VOIGT 2004).

Abgrenzungsprobleme: Die Salzberg-Formation geht lateral ohne scharfe Grenze in die sandigen Mergel der Emscher-Formation über. Der südliche Teil der Subherzynen Kreidemulde wurde noch nicht durchteuft, so dass die Ausbildung in diesem Bereich offen bleibt.

Literatur

BERGER (1967), BURMESTER (1916), RIEDEL (1938), SCHROEDER (1909b, 1929), SCHROEDER & DAHLGRÜN (1927a), STOLLEY (1916), TRÖGER (2000), TRÖGER & VOIGT (2004), VOIGT (1929), VOIGT et al. (2006c)

(45) Sudmerberg-Formation

(Taf. 5, Fig. 3; Abb. 28)

VOIGT, T.

Ableitung des Namens: nach dem Sudmerberg bei Goslar (Niedersachsen)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: FRANK (1981)

Chronostratigraphie: Mittelsantonium und Obersantonium

Synonyme: Quadratenkreide des Sudmerberges (ROEMER 1865), Emscher (SCHROEDER 1909a), Oberemscher von Harzburg (STOLLEY 1916), Sudmerberg-Konglomerat (SCHROEDER 1926a), *cardissoides*-Gesteine, Emschersandsteine, Randbildungen des Emschers, Sandsteine und Kalksandsteine des Scharenberges und Butterberges, Sudmerberger Kalksandstein, Butterberg-Schichten, Sudmerberg-Schichten (VOIGT 1929), Sudmerberg-Schichten (FRANK 1981)

Beschreibung

Lithologie: Wechsellagerung von sandigen Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten. Die Sandsteinhori-

zonte werden bis zu 10 m mächtig. Sie sind überwiegend massig oder schräggeschichtet und bestehen aus gut sortierten Quarzklasten mit einer wechselnden Zumischung von karbonatischen Bioklasten (Echiniden, Bivalven, Corallinaceen). Lithoklasten (Kalksteine, Sandsteine, Limonitgerölle, Toneisensteine) sind auf den Südrand des Verbreitungsgebiets am Harznordrand beschränkt. Die Mergel und sandigen Mergel sind intensiv bioturbat. Während SCHROEDER (1909a) drei grobe Horizonte in grauen Mergeln unterschied, wurde von FRANK (1981) im Typusprofil eine detaillierte Gliederung in sechs Mergelhorizonte, zwei Abschnitte mit Sandstein-Mergel-Wechsellagerungen und sechs Konglomerat-Sandstein-Horizonte vorgenommen. Die Sandstein-Horizonte werden zum Hangenden gröber und entwickeln sich sukzessive durch die Einschaltung von dünnen Sandstein-Bänken aus den Mergeln oder liegen mit scharfer Grenze auf den feinen Sedimenten.

Untergeordnete Einheiten: keine

Liegendgrenze: Emscher-Formation („Siphonienmergel“ nach MÜLLER 1888), vermutlich zumindest lokal ohne größere Schichtlücke (nachgewiesenes Oberconiacium und Untersantonium – MÜLLER 1888, SCHROEDER 1913), zum Harzrand mit deutlicher Winkeldiskordanz auf älteren Ablagerungen (vorher Erosion von etwa 500 m Schichtenfolge, maximal bis Lias). In den lückenlosen Profilen kann die Grenze an die erste Sandsteinlage gelegt werden.

Hangendgrenze: Ilsenburg-Formation, am Harznordrand mit deutlicher Winkeldiskordanz, in der westlichen Subherzynen Kreidemulde konkordant

Mächtigkeit: Im Typusprofil umfasst die Sudmerberg-Formation etwa 150 m bis zur erosiven Grenze am Plateau des Sudmerberges, nach Osten bis auf 400 m zunehmend. Die Mächtigkeitsangaben beruhen auf den Oberflächenaufschlüssen zwischen Bad Harzburg und Goslar und der Bohrung Harzburg 1 (ROLL 1953).

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Das Referenzprofil ist der Sudmerberg bei Goslar. Die Aufschlussverhältnisse sind durch große Steinbrüche in den sandigen und konglomeratischen Profilabschnitten bestimmt. Die zwischenlagernden grauen Mergel sind nur abschnittsweise zugänglich. Basis und Top der Formation sind nicht aufgeschlossen. Wichtige Referenzprofile liegen am Nordhang des Langenberges und am Butterberg zwischen Bad Harzburg und Oker.

Verbreitung

Niedersachsen, Sachsen-Anhalt. Die Sudmerberg-Formation ist auf die westliche Subherzyne Kreidemulde beschränkt und unmittelbar am Nordrand des Harzes

verbreitet (TK 25: 4028 Goslar, 4029 Vienenburg, 4129 Bad Harzburg). Eine Fortsetzung im Untergrund der zentralen Subherzynen Kreidemulde (TK 25: 4030 Osterwieck, 4130 Wernigerode) ist wahrscheinlich.

Zeitgleiche Einheiten

Die Sudmerberg-Formation geht nach Norden ohne scharfe Grenze durch Auskeilen der Sandsteinhorizonte in die Emscher-Formation über. In der östlichen Subherzynen Kreidemulde entsprechen ihr zeitlich die Salzberg- und Heidelberg-Formationen. Die Gehrden-Formation bei Hannover und Peine (Niedersachsen) ist lithologisch ähnlich, räumlich aber deutlich getrennt.

Alterseinstufung

Biostratigraphie: Die Basis der Sudmerberg-Formation wurde durch Funde von *Sphenoceras cardissoides* und *Goniatites westfalica* (MÜLLER 1888, SCHROEDER 1913) als *Micraster coranguinum* / *Goniatites westfalica*-Zone des Mittelsantonium bestimmt. Funde von *Goniatites granulata* in der Sudmerberg-Formation am Langenberg / Oker (MORTIMORE et al. 1998) belegen für einen Teil der Schichtenfolge oberantonisches Alter. Da der sonst häufige Crinoide *Marsupites testudinarius* bisher nicht nachgewiesen werden konnte, wird angenommen, dass die Sudmerberg-Formation nur das Mittelsantonium und das tiefere Obersantonium umfasst.

Verschiedenes

Environment: Wechsel energiereicher litoraler Sedimente mit Schelfsedimenten, die unter höherer Wasserbedeckung abgelagert wurden.

Ablagerung: Die Sudmerberg-Formation wurde tektonisch auf einer wachsenden Struktur (fault propagation fold) zur Zeit der Harzhebung abgelagert (VOIGT et al. 2004).

Sequenzstratigraphie: Die Basis in den Diskordanzprofilen fällt mit der globalen Mittel-Santon-Transgression zusammen (TST der Sequenz 3.3, HAQ et al. 1987). Die generell gleichbleibende Fazies spricht für kontinuierliche Bereitstellung von Akkomodationsraum und gestattet keine weitergehende sequenzstratigraphische Untergliederung. FRANK (1981) dokumentierte drei Progradationszyklen, die als Parasequenzen gedeutet werden (VOIGT et al. 2004).

Fossilien: Kieselschwämme, Belemniten, selten Echiniden, Bivalven, Ammoniten, Foraminiferen, Ostracoden, Bryozoen.

Literatur

FRANK (1981), MÜLLER (1888), ROEMER (1865), ROLL (1953), SCHROEDER (1909a, 1926a), STOLLEY (1916), VOIGT (1929), VOIGT et al. (2004, 2006c)

(46) Heidelberg-Formation

(Taf. 5, Fig. 4; Abb. 28)

VOIGT, T. & TRÖGER, K.-A.

Ableitung des Namens: nach dem Heidelberg bei Blankenburg (Sachsen-Anhalt)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: SCHROEDER (1914)

Chronostratigraphie: Obersantonium

Synonyme: Oberquader (GEINITZ 1849–1850), Flugplatzschichten pars. (FRECH 1887, MERTIN 1939), Heidelbergsschichten (SCHROEDER 1914), Marsupitenschichten (STOLLEY 1916), Teufelsmauersandstein, Schichten mit *Hainleinia flexuosa* und *Cardium ottoi*, Heidelbergquader (VOIGT 1929)

Beschreibung

Lithologie: In der Heidelberg-Formation wird eine stark variierende, vorwiegend sandige Schichtenfolge zusammengefasst. Im Osten der Subherzynen Kreidemulde herrschen schwach zementierte Feinsande mit eingelagerten graue Tönen, Mergeln, roten Paläoböden und dünnen Kohleflözen wechselnder Mächtigkeit vor. Südlich von Quedlinburg überwiegen schwarze Tonsteine. Nach Süden und Westen vollzieht sich der Übergang zu massigen bis dickbankigen Sandsteinen wechselnder Körnung. Schrägschichtung und Bioturbation sind häufig, Konglomerathorizonte treten selten auf und sind auf die Aufrichtungszone unmittelbar am Harznordrand beschränkt.

Untergeordnete Einheiten: keine

Liegendgrenze: konkordant auf der Salzberg-Formation.

Hangendgrenze: Heimburg-Formation, diskordant unmittelbar am Harznordrand und konkordant nördlich der Aufrichtungszone

Mächtigkeit: In Bohrungen bis 450 m, maximale Mächtigkeit vermutlich bis 550 m. Die Mächtigkeitsangaben beruhen auf der Bohrung Quedlinburg Hy 1/79 und den Angaben von PATZELT (2001).

Typusprofil etc.

Typusregion ist der Ostteil der Subherzynen Kreidemulde zwischen Blankenburg, Derenburg und Quedlinburg (TK 25: 4131 Derenburg, 4232 Quedlinburg, 4233 Ballenstedt, 4231 Blankenburg). Das wichtigste Referenzprofil ist der Heidelberg bei Blankenburg, Sachsen-Anhalt (TK 25: 4231 Blankenburg). Das Profil der Steinbrüche bei Blankenburg ist vollständig verfüllt, doch bietet sich am südlich angrenzenden Höhenzug (Teufelsmauer) ein etwa 200 m mächtiges Profil, das allerdings nur teilweise aufgeschlossen ist.

Ein weiteres Referenzprofil ist die Bohrung Quedlinburg Hy 1/79 (Helsunger Krug, TK 25: 4232 Quedlinburg), die in diesem Profilabschnitt vollständig gekernt wurde und mit 450 m die größte zugängliche Mächtigkeit enthält. Wegen der starken lithologischen Variabilität der Heidelberg-Formation ist das Profil aber nicht repräsentativ für alle anderen Profile.

Verbreitung

Sachsen-Anhalt. Östliche Subherzyne Kreidemulde.

Zeitgleiche Einheiten

Die Heidelberg-Formation geht zwischen Derenburg und Osterwieck unter Abnahme des Sandgehalts konkordant in die Emscher-Formation über.

Alterseinstufung

Biostratigraphie: Die Basis der Heidelberg-Formation liegt in der *Goniotoothis granulata* / *Uintacrinus socialis*-Zone und der Top in der *Marsupites testudinarius*-Zone, Obersantonium. Die biostratigraphische Einstufung beruht weiterhin auf Inoceramen, Echinodermen und Ammoniten (SCHROEDER & DAHLGRÜN 1927a, VOIGT 1929).

Zyklostratigraphie: Im östlichen Verbreitungsgebiet sind Zyklen zwischen 4-10 m ausgebildet, die meist mit tonig-mergeligen Ablagerungen über einem geringmächtigen Transgressionshorizont beginnen. Darüber folgen flachmarine schräggeschichtete Sande, die von tidalen und terrestrischen Ablagerungen (Kohlen, Wurzelhorizonte, rote Paläoböden) überlagert werden (PATZELT 2001). Sie werden als Parasequenzen gedeutet. In den durch rein marine Sande dominierten Profilen sind keine deutlichen Zyklen erkennbar.

Sequenzstratigraphie: Die Heidelberg-Formation geht ohne merkliche Unterbrechung aus den kalkigen Feinsandsteinen der Salzberg-Formation hervor. Sie repräsentiert insgesamt den Hochstand einer Sequenz.

Verschiedenes

Environment: Die Heidelberg-Formation ist faziell äußerst vielgestaltig und umfasst sowohl rein terrestrische als auch verschiedene marine Ablagerungsbereiche.

Fossilien: Die Faunenlisten (SCHROEDER & DAHLGRÜN 1927a, b, ERDMANNSDÖRFER et al. 1930) sind entsprechend ausführlich, es dominieren Bivalven. Besonders zu erwähnen sind ausgezeichnet erhaltene Funde von frühen Angiospermen (*Credneria*) und eine brackisch-limnische Fauna mit *Pyrgulifera* und *Melanopsis* am Südostrand des Verbreitungsgebietes (Flugplatzschichten von FRECH 1887).

Literatur

ERDMANNSDÖRFER et al. (1930), FRECH (1887), GEINITZ (1849–1850), MERTIN (1939), PATZELT (2000), SCHROEDER & DAHLGRÜN (1927a, b), STOLLEY (1916), TRÖGER (1995), TRÖGER (2000), VOIGT (1929), VOIGT et al. (2006c)

(47) Heimburg-Formation

(Taf. 5, Fig. 2; Abb. 28)

VOIGT, T. & TRÖGER, K.-A.

Ableitung des Namens: nach der Ortschaft Heimburg am Nordrand des Harzes (Sachsen-Anhalt)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: SCHRÖDER (1927a)

Chronostratigraphie: Obersantonium

Synonyme: Heimburg-Schichten, Schichten mit *Marsupites ornatus* und *Actinocamax granulatus* (*Goniotoothis granulata*) (SCHROEDER & DAHLGRÜN 1927a), Heimburg-Blankenburg-Folge (JUBITZ 1957), Heimburg-Entwicklung (ULBRICH 1970)

Beschreibung

Lithologie: Kalkig zementierte, fossilreiche Feinsandsteine und untergeordnet sandige Mergel bilden die gut abgrenzbare Heimburg-Formation. Am Harznordrand treten auch dünne Konglomeratlagen auf (überwiegend mit aufgearbeiteten Trias- und Kreide-Sedimenten). Charakteristisch sind sehr feste, bis 30 cm mächtige Kalksandsteinbänke und kugelige frühdiagenetische Konkretionen von 10 cm bis 2 m Durchmesser. Nach Westen gehen die Kalksandsteine in sandige Mergel und mergelige bioturbate Sandsteine über.

Untergeordnete Einheiten: keine

Liegendgrenze: konkordant auf Heidelberg-Formation oder winkeldiskordant-transgressiv auf älteren Schichten (am Harznordrand von Heidelberg-Formation bis Keuper).

Hangendgrenze: konkordante Überlagerung durch die Blankenburg-Formation (JUBITZ 1957) oder winkeldiskordant durch die Ilsenburg-Formation (SCHROEDER & DAHLGRÜN 1927a, VOIGT et al. 2004).

Mächtigkeit: Die Heimburg-Formation ist im unterirdischen Stollen Harzwerk mit knapp 40 m Mächtigkeit vollständig aufgeschlossen (JUBITZ 1957). Die maximale aufgeschlossene Mächtigkeit liegt bei etwa 60 m (temporärer Aufschluss und Relief am Papenberg bei Blankenburg). Aus der Geometrie der Mulde ergibt sich eine Maximalmächtigkeit von bis zu 200 m.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist der Ostteil der Subherzynyen Kreidemulde zwischen Benzingerode und Blankenburg (TK 25: 4131 Derenburg, 4231 Blankenburg). Typusprofil ist der unterirdische Stollen des Harzwerkes (Klosterwerk, JUBITZ 1957) in Blankenburg (TK 25: 4131 Derenburg), in dem die vollständige Heimburg-Formation mit konkordantem Liegendkontakt zur Heidelberg-Formation und konkordantem Hangendkontakt zur Blankenburg-Formation aufgeschlossen ist (JUBITZ 1957).

Verbreitung

Sachsen-Anhalt. Östliche Subherzyne Kreidemulde, auf das Gebiet zwischen Benzingerode, Heimburg und Blankenburg beschränkt.

Zeitgleiche Einheiten

In der Subherzynyen Kreidemulde geht die Heimburg-Formation nach Westen allmählich in sandige Mergel der Emscher-Formation über.

Alterseinstufung

Biostratigraphie: Die Heimburg-Formation liegt vollständig in der *Marsupites testudinarius*-Zone bzw. in der unteren *Sphenoceras patootensiformis*-Zone, Obersantonium, die bereits in der obersten Heidelberg-Formation nachweisbar ist.

Verschiedenes

Die Heimburg-Formation setzt mit einer ausgeprägten Transgression über steilgestellten mesozoischen Sedimenten nördlich der Harznordrandstörung ein.

Fossilien: sehr fossilreich – Bivalven (zahlreich), Gastropoden, Belemniten, Ammoniten, Korallen, Rudisten, Wirbeltierreste, zahlreiche gut erhaltene Pflanzenreste (*Credneria*).

Literatur

ERDMANNSDÖRFER et al. (1930), JUBITZ (1957), PATZELT (2000), SCHROEDER (1929), SCHROEDER & DAHLGRÜN (1927a), STOLLEY (1916), TRÖGER (2000), ULBRICH (1970), VOIGT (1929), VOIGT et al. (2004, 2006c)

(48) Blankenburg-Formation (Abb. 28)

VOIGT, T. & TRÖGER, K. –A.

Ableitung des Namens: nach der Stadt Blankenburg am Harznordrand (Sachsen-Anhalt)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: VOIGT (1929)

Chronostratigraphie: UnterCampanium

Synonyme: Blankenburg-Schichten (VOIGT 1929, ERDMANNSDÖRFER et al. 1930), Heimburg-Blankenburg-Folge (JUBITZ 1957), Blankenburg-Entwicklung (ULBRICH 1970), Blankenburger Schichten (PATZELT 2000)

Beschreibung

Lithologie: Die Blankenburg-Formation besteht im Wesentlichen aus Mergeln mit eingelagerten Kalksandstein-Bänken, nur unmittelbar am Harzrand treten Konglomerate geringer Mächtigkeit auf. Die Abfolge ist zyklisch gegliedert: auf basal scharf abgegrenzten Mergeln folgen mergelige Sande, die von Sandsteinbänken überlagert werden.

Untergeordnete Einheiten: JUBITZ (1957) gliedert die Blankenburg-Formation in zwei Teile, die sich durch ihren Mergelanteil unterscheiden (mergeldominierte untere Blankenburg-Schichten und überwiegend sandige obere Blankenburg-Schichten). Diese Gliederung wurde aber nur im vorgeschlagenen Typusprofil beobachtet und läßt sich im übrigen Verbreitungsgebiet vermutlich nicht nachvollziehen.

Liegendgrenze: konkordant auf Heimburg-Formation oder diskordant auf älteren Schichten (unmittelbar am Harzrand auch diskordant auf Heimburg-Formation). Die Blankenburg-Formation läßt sich in kontinuierlichen Profilen von der unterlagernden Heimburg-Formation durch das Einsetzen dicker Mergelpakete abgrenzen (JUBITZ 1957). Sie überlagert sonst mit ausgeprägter Winkeldiskordanz alle älteren Ablagerungen der Subherzynyen Kreidemulde, einschließlich der Heidelberg-Formation.

Hangendgrenze: erosiv gekappt. Falls sich die Blankenburg-Formation im Untergrund der Subherzynyen Kreidemulde fortsetzt, wird sie von der Ilsenburg-Formation überlagert.

Mächtigkeit: nach JUBITZ (1957) ca. 80 m, möglicherweise können auch über 100 m erreicht werden.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist der Ostteil der Subherzynyen Kreidemulde bei Blankenburg, Sachsen-Anhalt (TK 25: 4131 Derenburg, 4132 Halberstadt, 4231 Blankenburg, 4232 Quedlinburg). Ein Typusprofil wurde bisher nicht festgelegt, weil die Blankenburg-Formation schlecht aufgeschlossen ist. Es bietet sich der untertägige Aufschluss des Klosterwerkes westlich von Blankenburg an (Dokumentation in JUBITZ 1957). Als Referenzprofil von überregionaler Bedeutung ist der Aufschluss im Teufelsbachtal bei Michaelstein zu werten, in der die Transgression der Blankenburg-Formation auf steilgestellten Schichten der Meißner-Formation (Oberer Muschelkalk) dokumentiert ist.

Verbreitung

Sachsen-Anhalt. Östliche Subherzyne Kreidemulde. Die Blankenburg-Formation besitzt nur eine sehr begrenzte Verbreitung am Harzrand zwischen Thale und Heimbürg. Sie könnte sich aber auch in Harzrandnähe unter der Ilsenburg-Formation in das Zentrum der Subherzyne Kreidemulde fortsetzen.

Zeitgleiche Einheiten

In der zentralen Subherzyne Kreidemulde hat die Blankenburg-Formation zeitliche Äquivalente in der oberen Emscher-Formation. Möglicherweise wurden die tieferen, oberflächlich nicht aufgeschlossenen Bereiche der Ilsenburg-Formation im Beckenzentrum zeitgleich mit der Blankenburg-Formation abgelagert.

Alterseinstufung

Biostratigraphie: Nach seltenen Funden von *Goniatheuthis granulataquadrata*, *Sphenoceras* sp.aff. *lingua* und *Placenticeras bidorsatum* ist für die Blankenburg-Formation ein tief-untercampanes Alter anzunehmen (ERDMANNSDÖRFER et al. 1930). Sie entspricht damit der *Goniatheuthis granulataquadrata*-Zone und der *Sphenoceras lingua* / *Goniatheuthis quadrata* Zone des Unterampanium.

Sequenzstratigraphie: Die Blankenburg-Formation bildet eine eigene Sequenz in der Subherzyne Kreidemulde. Sie setzt mit einer Transgression an der Basis des Unterampanium ein. Ob sie einer globalen Meeresspiegelfluktuationsentspricht, ist unklar. Der deutliche Rückgang der Mergel in der oberen Blankenburg-Formation deutet auf Progradation vom Harz hin (HST). Eine erneute Transgression in der darauffolgenden *Offaster pillula*-Zone der Ilsenburg-Formation leitet die nächste Sequenz ein. Zwischen beiden Ablagerungssequenzen besteht vermutlich eine Zeitlücke.

Verschiedenes

Environment: Es handelt sich um bioturbate marine Sedimente, die unter ruhigen Wasserbedingungen abgelagert wurden. Nur im Süden wurde die Sedimentation stärker durch den Beckenrand beeinflusst (Konglomerat-Horizonte). Die Gerölle stammen überwiegend aus der erodierten mesozoischen Sedimenthülle des aufsteigenden Harzes.

Fossilien: Die Faunenliste (erste Angaben von ERDMANNSDÖRFER et al. 1930) umfasst neben zahlreichen Bivalven folgende stratigraphisch wichtige Formen: *Platyceras cycloides*, *Sphenoceras* sp.aff. *lingua*, *Sphenoceras nasutus*, *patootensiformis*, *Scaphites binodosus*, *Placenticeras bidorsatum*, *Hau-*

ericeras cf. *pseudogardeni*, *Goniatheuthis granulataquadrata*, *Actinocamax verus*. Die Flora wird durch *Credneria triacuminata*, *Dewalquea aquisgrauensis* und *Geinitzia cretacea* vertreten.

Abgrenzungsprobleme: Der Übergang von der Blankenburg- in die Emscher-Formation vollzieht sich in der zentralen und westlichen Subherzyne Kreidemulde allmählich unter Abnahme der Korngröße.

Literatur

ERDMANNSDÖRFER et al. (1930), JUBITZ (1957), PATZELT (2000), SCHWAB (1980), TRÖGER (2000), ULBRICH (1970), VOIGT (1929), VOIGT et al. (2004, 2006c)

(49) Ilsenburg-Formation (Taf. 5, Fig. 5; Abb. 28)

VOIGT, T. & TRÖGER, K. -A.

Ableitung des Namens: nach der Stadt Ilsenburg am nördlichen Harzrand (Sachsen-Anhalt)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: SCHROEDER (1926b)

Chronostratigraphie: Unterampanium

Synonyme: Trümmergesteine des Senons (BRANDES 1902), Senonmergel, Quadratenschichten (SCHROEDER 1913), Ilsenburgmergel, Quadratenmergel (SCHROEDER 1914), Ilsenburgschichten, Schichten mit *Goniatheuthis quadrata* und *Becksia soekelandi* (SCHROEDER 1926b), Trümmerkalksteine (VOIGT 1929)

Beschreibung

Lithologie: Die Ilsenburg-Formation besteht überwiegend aus grauen Mergeln und hellgrauen feinsandigen Mergeln. Spongiolithische kalkige Siltsteine und sandige Kalkmergel sind seltener. Untergeordnet treten am Harznordrand kalkig zementierte Sandsteine und geringmächtige Konglomerate auf. Die Sandsteine können als Hybridsande klassifiziert werden (Corallinaceen-Echinodermaten-Schille mit Quarz und Lithoklasten).

Untergeordnete Einheiten: keine

Liegendgrenze: Die Ilsenburg-Formation entwickelt sich entweder konkordant aus der Emscher-Formation oder überlagert winkeldiskordant ältere Schichten (Zechstein bis Heimbürg-Formation), am Schimmerwald-Sporn nach SCHRÖDER (1927) und ROLL (1953) sogar auf Altpaläozoikum der Harzscholle.

Hangendgrenze: erosiv gekappt. Mit der Ilsenburg-Formation endet die sedimentäre Überlieferung der Subherzyne Kreidemulde.

Mächtigkeit: In Bohrungen (z.B. Schimmerwald 1) werden Maximalmächtigkeiten von etwa 600 m erreicht (zusammengefasst mit oberer Emscher-Formation: Obersantonium und tieferes Untercompanium = 1070 m – ROLL 1953). Im Zentrum der Subherzynen Kreidemulde bei Ilsenburg sind die Mächtigkeiten vermutlich noch höher.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist die zentrale Subherzynen Kreidemulde bei Ilsenburg, Sachsen-Anhalt (TK 25: 4129 Harzburg, 4130 Wernigerode). Ein geeignetes Typusprofil existiert bisher nicht. Als Referenzprofile können zwei geringmächtige Profile genutzt werden, die sich faziell unterscheiden, aber beide typisch für die Ilsenburg-Formation sind. Repräsentativ für die randliche Ausbildung mit sandigen Mergeln mit eingelagerten kalkig zementierten Sandsteinen mit zahlreichen Bio- und Lithoklasten ist der westliche Prallhang der Ecker 600 m südlich Eckerkrug (TK 25: 4129 Harzburg, VOIGT & EYNATTEN 2004). Exemplarisch für die schwammreiche Ausbildung der distaleren Beckenfazies sind kalkige gebankte Siltsteine mit Mergel-Zwischenlagen am Saßberg bei Veckenstedt (TK 25: 4130 Wernigerode, ULBRICH 1970, VOIGT & EYNATTEN 2004).

Verbreitung

Sachsen-Anhalt. Zentrale Subherzyne Kreidemulde.

Zeitgleiche Einheiten

In der Subherzynen Kreidemulde gibt es keine zeitgleichen anderen Formationen. Bei Hannover (Niedersachsen) treten zeitgleich Kalk / Mergel-Rhythmite der Misburg-Formation und im Norden (Schleswig-Holstein, nördliches Niedersachsen und Mecklenburg-Vorpommern) flächendeckend die Schreibkreide-Gruppe auf.

Alterseinstufung

Biostratigraphie: Die Basis der Ilsenburg-Formation liegt in der *Offaster pillula*-Zone, tieferes Untercompanium und der Top in der *Goniotoothis gracilis* / *Belemnitella mucronata*-Zone, höchstes Untercompanium (SCHROEDER 1926b).

Verschiedenes

Environment: Die Sedimente der Ilsenburg-Formation repräsentieren randnahe, syntektonische Sedimente am Harznordrand, die rasch in hemipelagische, offemarine Pelite übergehen (VOIGT et al. 2006c).

Fossilien: Besonders die sandigen Anteile der Ilsenburg-Formation sind fossilreich: Corallinaceen, Kieselschwämme, Belemniten, Echiniden, Bivalven, Bryozoen, seltener Ammoniten und Brachiopoden.

Abgrenzungsprobleme: Die Ilsenburg-Formation ist mit der Emscher-Formation durch laterale und vertikale Übergänge verbunden und kann deshalb in Bohrungen nur schwer differenziert werden. Die typischen, hellgrau bis weiß verwitternden Sandmergel lassen sich in der Nähe des Harzrandes leicht von den dunkelgrauen, tonigen Mergeln der Emscher-Formation unterscheiden, aber nach Norden (Osterwieck) verringern sich die Unterschiede. In Bohrungen der zentralen Subherzynen Kreidemulde werden die tieferen Teile des Untercompanium noch der Emscher-Formation zugeschlagen. Die Ilsenburg-Formation kann in diesem Gebiet nur aufgrund erhöhter Karbonat- und Sandgehalte von der Emscher-Formation abgetrennt werden.

Literatur

BEHREND (1929), BÖHM & SCHROEDER (1909), BRANDES (1902), ROLL (1953), SCHROEDER (1913, 1914, 1926b), TRÖGER (2000), ULBRICH (1970), VOIGT et al. (2004, 2006c)

3. Megasequenz des Münsterländer Kreidebeckens

Ähnlich wie in der Subherzogen Kreidemulde entwickelt sich auch im Münsterland ab dem Coniacium ein subsequenter Randtrog im Sinne von VOIGT (1963) mit teilweise über 1.500 m mächtigen Sedimenten. Dieser Randtrog grenzt an die invertierenden ehemaligen Beckenstrukturen des Niedersächsischen und Zentralniederländischen Beckens an. Durch starke Subsidenz im Vorfeld der Inversionsgebiete bildet sich im Münsterländer Kreidegebiet eine deutliche fazielle Zweiteilung. Im östlichen Teil, mit besonders starker Absenkung etwa östlich einer Linie Hamm–Münster–Steinfurt, dominiert die monotone Tonmergel- und Mergelsteinfolge der Emscher-Formation. Ihr sind am Fuß des Teutoburger Waldes im Augustdorf-Member mächtige Gleitmassen (Olisthostrome) eingelagert, die dort auf starke Inversionsbewegungen hindeuten. Das Ende der Subsidenz wird durch die Ahlen-Formation dokumentiert, in der Turbidite, Debrite und Gleitmassen verbreitet sind.

Deutlich vielfältiger ist die Schichtenfolge im zentralen und westlichen Münsterland. Durch die nach Westen allmählich abnehmende Intensität der Subsidenz entsteht hier faziell ein Übergang vom tieferen zu einem flacheren Schelfniveau. Hierdurch entwickelt sich – neben der dort ebenfalls zum Teil noch verbreiteten Emscher-Formation – in Verbindung mit eustatischen Meeresspiegel-Schwankungen und aufgrund einer kleinräumigen Gliederung in flache Schwellen und Becken ein buntes Bild verschiedener lithologischer Einheiten über- und nebeneinander. Die Vielzahl der für dieses Gebiet ausgewiesenen Formationen und Member bringt dies zum Ausdruck.

(50) Recklinghausen-Formation

HISS, M.

Ableitung des Namens: nach der Stadt Recklinghausen im Ruhrgebiet (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Mittelsantonium bis Untercampanium

Synonyme: Sandmergel von Recklinghausen (SCHLÜTER 1876), Recklinghäuser Sandmergel, Recklinghäuser Schichten (z.B. HILDEN & THIERMANN in ANDERSON et al. 1987)

Beschreibung

Lithologie: Sandmergelsteine in stark variierender fazieller und genetischer Ausprägung: gelblichgraue

oder grünlichgraue, z.T. glaukonitische Feinsandmergelsteine, mergelige Feinsandsteine und sandige Mergelsteine (schwach verfestigt) mit stark verfestigten bis harten, teils kieseligen, teils kalkigen Feinsandstein- oder Kalksandsteinbänken. Feste Bänke sind besonders häufig im unteren Teil der Recklinghausen-Formation zu finden.

Untergeordnete Einheiten: Cappenberger Schichten (= Kappenberger Sandmergel / Sandstein) im Raum nördlich Lünen. Hierbei handelt es sich um das am weitesten nach Osten reichende und zugleich stratigraphisch jüngste Sandmergel-Vorkommen, das im Sinne einer Bank aufzufassen ist.

Liegendgrenze: Wechsel von den Silt- oder Tonmergelsteinen der Emscher-Formation zu vorwiegend Sandmergelsteinen. Der Korngrößenwechsel vollzieht sich meist fließend, charakteristisch sind aber die festen Sand- und Kalksandsteinbänke, die erstmals an der Basis der Recklinghausen-Formation auftreten. In Bohrlochmessungen treten in Sonic- und Widerstands-Logs die festen Bänke in charakteristischer Weise hervor. Aufgrund des geringeren Tonanteils ist in Gamma-Logs die Kurve in der Recklinghausen-Formation deutlich flacher als in der Emscher-Formation.

Hangendgrenze: Der Wechsel von den Sandmergelsteinen der Recklinghausen-Formation zu der meist reinen Sand-Sedimentation der Haltern-Formation vollzieht sich meist sehr rasch, auch wenn immer wieder graduelle Übergänge sowohl lateral, als auch horizontal vorhanden sind. In Bohrlochmessungen ist die Grenze durch ein fast vollständiges Abflachen der Gamma-Log-Kurve gut zu erkennen. Dort, wo die Recklinghausen-Formation von der Bottrop-Formation diskordant überlagert wird, ist die Grenze lithologisch scharf und insbesondere durch die kiesigen Basissedimente der hangenden Einheit klar erkennbar.

Mächtigkeit: Die mittlere Mächtigkeit der Recklinghausen-Formation beträgt nach HILDEN & THIERMANN in ANDERSON et al. (1987) 50-100 m. In Tiefbohrungen im Raum Haltern kann die Mächtigkeit bis ca. 160 m ansteigen.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist der Raum um die namensgebende Stadt Recklinghausen, wo sich der Übergang von der Emscher- zur Recklinghausen-Formation morphologisch durch eine Geländestufe deutlich abzeichnet. Ein Typusprofil ist nicht ausgewiesen. Als Referenzprofil kann der Bereich von 11 m bis 70 m Teufe der Bohrungen Lippermulde 1/1a und Nordlicht Ost 2 (TK 25:

4307 Dorsten) gelten. Dieser Abschnitt ist bei **ARNOLD & WOLANSKY (1964)** ausführlich beschrieben.

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen. Münsterländer Kreidebecken, südwestliches und westliches Münsterland (Ruhrgebiet bis Raum Ahaus).

Zeitgleiche Einheiten

Die Recklinghausen-Formation verzahnt im östlichen Ruhrgebiet mit der Emscher-Formation.

Alterseinstufung

Die Datierung der Recklinghausen-Formation erfolgt biostratigraphisch mittels Inoceramen, Belemniten und Ammoniten. Sowohl ihre Basis, als auch ihre Hangendgrenze sind diachron und unterliegen je nach fazieller oder tektonischer Situation regionalen Schwankungen. Die Basis liegt vielfach im oberen Mittelsantonium, die Hangendgrenze im Obersantonium. Örtlich kann sie auch noch über die Grenze Santonium / Campanium hinausreichen (z.B. in den Cappenberger Schichten, **ARNOLD 1960**).

Verschiedenes

Environment: marine Sedimente des inneren bis mittleren Schelfs.

Literatur

ANDERSON et al. (1987), **ARNOLD (1960)**, **ARNOLD & WOLANSKY (1964)**, **SCHLÜTER (1876)**

(51) Haltern-Formation (Taf. 6, Fig. 3, 4)

HISS, M.

Ableitung des Namens: nach der Stadt Haltern im Münsterland (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Mittelsantonium bis Untercampanium

Synonyme: Quarzige Gesteine von Haltern (**SCHLÜTER 1876**), Halterner Sande (**BÄRTLING 1909**, **KRUSCH 1909**, **ARNOLD 1964a**), Halterner Sandfazies (**HILDEN & SUCHAN 1974**), Halterner Schichten (**HILDEN & THIERMANN in ANDERSON et al. 1987**)

Beschreibung

Lithologie: Fein- und Mittelsande, z.T. grobsandig, örtlich sehr schwach siltig, vereinzelt quarzitisches, selten

auch kalkig verfestigte Sandsteinbänke. Charakteristisch sind einerseits weiße, sehr reine Quarzsande (im Raum Haltern), andererseits durch Eisenoxidbeimengungen ockergelb gefärbte Sande (Haard, Hohe Mark, Raum Schermbeck).

Untergeordnete Einheiten: Osterfelder Sande, Osterfeld-Schichten (Raum Oberhausen–Bottrop, vgl. **JANSEN & DROZDZEWSKI 1986**, **WREDE 2000**) = Fein- und Mittelsande, leicht siltig, z.T. schwach kalkhaltig. Aufgrund ihrer isolierten Position sind sie im Sinne eines Members zu verstehen.

Sande von Netteberge (Raum Selm) und Stimberg-Quarzit (Stimberg bei Oer-Erkenschwick, vgl. Taf. 6, Fig. 4) = beide sind hierarchisch im Sinne einer Bank aufzufassen.

Liegendgrenze: Sandmergelsteine der Recklinghausen-Formation. Die Grenze ist in Bohrprofilen insbesondere mittels Bohrlochmessungen meist gut erkennbar, teilweise aber auch fließend. Laterale Faziesübergänge können ebenfalls auftreten.

Hangendgrenze: meist erosiv. Die Haltern-Formation wird teils von Sandmergelsteinen und sandigen Kalksteinen der Dülmen-Formation überlagert bzw. ist mit diesen lateral verzahnt. Da es nur wenige Grenzprofile gibt, sind die Abgrenzungskriterien nicht eindeutig festgelegt. Im Westteil des Verbreitungsgebiets sind die Ablagerungen z.T. von sandigen Mergeln oder siltigen Sanden der Bottrop-Formation überlagert.

Mächtigkeit: stark schwankend, im Mittel zwischen 50 und 100 m. Örtlich kann sie auf mehr als 250 m ansteigen.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist das Gebiet um die namensgebende Stadt Haltern (Nordrhein-Westfalen) mit den Höhen der Borkenberge, Haard und Hohen Mark (TK 25: 4209 Haltern). Ein Typusprofil ist nicht ausgewiesen. Rasch wechselnde Referenzprofile existieren in den Sandgruben bei Haltern (reine weiße Quarzsande, vgl. Taf. 6, Fig. 3) sowie im Raum östlich von Schermbeck (ockergelbe Fazies).

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen. Münsterländer Kreidebecken, zentrales und südwestliches Münsterland.

Zeitgleiche Einheiten

Nach Osten mit Teilen der Emscher-Formation verzahnt (**BÄRTLING 1909**).

Alterseinstufung

Die Datierung erfolgt hauptsächlich nach Inoceramen, Belemniten und einzelnen Ammoniten. Eine

Zusammenfassung ist bei ARNOLD (1964a) zu finden. Charakteristische Indexfossilien lassen sich allerdings nur an wenigen Lokalitäten nachweisen. Während die stratigraphische Reichweite der Haltern-Formation im Hangenden bis in das untere Untercampanium durch Ammoniten und andere Indexfaunen aus dem Stimberg-Quarzit und den Sanden von Netteberge gut belegt ist, ist ihre Basis nicht sicher datiert und vermutlich diachron. Sie wird im Allgemeinen im Obersantonium angenommen, kann aber zum Teil schon im oberen Mittelsantonium liegen. Für die Osterfelder Sande ist die Basis im oberen Mittelsantonium eindeutig belegt (JANSEN & DROZDZEWSKI 1986, WREDE 2000).

Verschiedenes

Environment: Die Hauptmasse der Haltern-Formation ist aufgrund der nachgewiesenen Faunen und Sedimentgefüge eindeutig marin und dem inneren Schelf zuzuordnen.

Literatur

ANDERSON et al. (1987), ARNOLD (1964a), BÄRTLING (1909), HILDEN & SUCHAN (1974), JANSEN & DROZDZEWSKI (1986), KRUSCH (1909), SCHLÜTER (1876), WREDE (2000)

(52) Dülmen-Formation

HISS, M.

Ableitung des Namens: nach der Stadt Dülmen im Münsterland (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: ARNOLD (1960)

Chronostratigraphie: Untercampanium

Synonyme: Kalkig-sandige Gesteine von Dülmen mit *Scaphites binodosus* (SCHLÜTER 1876), Dülmener Sandkalke (z.B. BÄRTLING 1913, KÖPLITZ 1920), Dülmener Schichten (ARNOLD 1960, 1964c, HILDEN & THIERMANN in ANDERSON et al. 1987)

Beschreibung

Lithologie: Wechselfolge von meist hellgelbgrauen mergeligen Sanden, schwach verfestigten Mergel-sandsteinen oder Sandmergelsteinen mit einigen festen bis harten Kalksandsteinbänken, häufig schwach glaukonitisch.

Untergeordnete Einheiten: keine

Liegendgrenze: Sand-, Ton- oder Sandmergelsteine der Haltern-, Emscher- oder Recklinghausen-Formationen. Die Grenze ist meist fließend und durch Aufschlüsse oder Bohrungen nur schlecht belegt.

Hangendgrenze: Mergelsteine oder sandig-siltigen Mergelsteine der Holtwick-Formation. Feste Kalksandsteinbänke setzen aus, der Mergelanteil nimmt bei deutlich abnehmendem Sandgehalt zu.

Mächtigkeit: nach HILDEN & THIERMANN (in ANDERSON et al. 1987) bis zu 50 m.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist der Dülmener Höhenrücken zwischen Coesfeld und Lüdinghausen (Nordrhein-Westfalen). Es ist kein Typusprofil ausgewiesen. Derzeit ist die Aufschlussituation schlecht, sodass mit einer Ausnahme auch keine geeigneten Referenzprofile existieren. Der tiefste Abschnitt der Dülmen-Formation ist am Berkelufer westlich Coesfeld, Bauerschaft Stockum (TK 25: 4008 Gescher) aufgeschlossen (vgl. KENNEDY & KAPLAN 1995).

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen. Münsterländer Kreidebecken, zentrale Münsterland, Raum zwischen Lüdinghausen-Seppenrade und Legden nordwestlich von Coesfeld.

Zeitgleiche Einheiten

Laterale Faziesübergänge in die angrenzenden Emscher-, Recklinghausen- und Haltern-Formationen sind vorhanden.

Alterseinstufung

Die Dülmen-Formation wird vor allem nach Ammoniten in das untere Untercampanium datiert (KENNEDY & KAPLAN 1995, KAPLAN et al. 2005).

Verschiedenes

Besonders im Randbereich der Verbreitung sind laterale Übergänge vorhanden. Im zentralen Verbreitungsgebiet ist die Dülmen-Formation morphologisch meist gut abgrenzbar (Dülmener Höhenzug).

Literatur

ANDERSON et al. (1987), ARNOLD (1960, 1964c), BÄRTLING (1913), KAPLAN et al. (2005), KENNEDY & KAPLAN (1995), KÖPLITZ (1920), SCHLÜTER (1876)

(53) Burgsteinfurt-Formation (Taf. 6, Fig. 2)

HISS, M.

Ableitung des Namens: nach dem Stadtteil Burgsteinfurt der Stadt Steinfurt im Münsterland (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: diese Arbeit

Chronostratigraphie: Obersantonium und Untercampanium

Synonyme: Ammert- und Weiner Schichten sowie Burgsteinfurt-Gruppe mit Sellener Schichten, Buchenberg-Schichten und Schichten von Veltrup-Dumpte (ARNOLD 1964c), Dülmener Schichten (STAUDE 1989), Kalkarenitfazies (Obersanton) (HISS 1995), Sandmergelsteinfazies (Obersanton) und kalkreiche Fazies des Unteren Untercampanium (THIERMANN 1999), Kalkarenitfazies und Sandmergelsteinfazies (Obersanton) sowie Fazies mit Kalkarenitbänken (Unteres Untercampanium) (HISS 2001)

Beschreibung

Lithologie: Die Burgsteinfurt-Formation umfasst eine sowohl im Profilaufbau als auch regional sehr heterogen zusammengesetzte, an paläogeographische Hochlagen (Schwellenpositionen) im nördlichen Münsterland gebundene, teils lückenhafte oder stark kondensierte Sedimentserie aus Sandmergelsteinen mit spiculitischen Sandsteinbänken, arenitischen Kalksteinen und Trümmerkalksteinen.

Untergeordnete Einheiten: keine

Liegendgrenze: Wechsel von den Tonmergelsteinen oder siltigen Tonmergelsteinen der Emscher-Formation zur oben genannten Gesteinsausbildung. Die Burgsteinfurt-Formation lagert in Gebieten mit besonders starker Hebungstendenz diskordant auf älteren Abschnitten der Emscher-Formation (z.B. südlich von Ochtrup auf Untersantonium).

Hangendgrenze: teils erosiv überlagert von den siltigen Tonmergelsteinen der Emscher-, oder Ton- und Kalkmergelsteinen der Holtwick-Formation. Die Abgrenzung ist fließend und mangels geeigneter Grenzprofile nicht genau festlegbar.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Burgsteinfurt-Formation schwankt sehr stark. Sie liegt häufig zwischen 80 und 100 m, am Referenzprofil Weiner Esch bei Ochtrup beträgt sie nur 8,50 m. Im Raum Burgsteinfurt und Borghorst kann sie nach THIERMANN (1999) bis auf 150 m ansteigen.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist der Raum zwischen Ochtrup und dem namensgebenden Ort Burgsteinfurt. Aufgrund der stark wechselnden Fazies und schlechten Aufschluss-situation ist kein Typusprofil festlegbar. Derzeit ist als Referenzprofil lediglich der aufgelassene Steinbruch auf dem Weiner Esch südlich von Ochtrup zugänglich (TK 25: 3809 Metelen, vgl. HISS 2001).

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen. Nordrand des Münsterländer Kreidebeckens, paläogeographische Hochlagen zwi-

schen Gronau und Ochtrup bis in den Raum Burgsteinfurt–Borghorst–Altenberge.

Zeitgleiche Einheiten

Lateral geht die Burgsteinfurt-Formation in die Emscher-Formation über, es bestehen fließende Faziesübergänge.

Alterseinstufung

Die Burgsteinfurt-Formation umfasst Sedimente des Obersantonium und unteren Untercampanium. Wenige Makrofossilfunde (hauptsächlich Belemniten und Inoceramen) ermöglichen eine Einstufung im Sinne der borealen Standard-Zonierung (WEGNER 1905, BÖHM 1916, ARNOLD 1964c, HISS 1995, 2001). Zahlreiche mikrofaunistische Daten (benthische Foraminiferen) aus Bohrungen der geologischen Landesaufnahme erlauben eine sichere zeitliche Eingrenzung (vgl. HISS 1995, 2001, THIERMANN 1999)

Verschiedenes

Auch wenn die Burgsteinfurt-Formation aufgrund fehlender Aufschlüsse sowie lateraler und vertikaler Faziesübergänge gegenüber den seitlich angrenzenden bzw. überlagernden Schichten im Detail nicht immer sicher abgrenzbar ist, so hebt sie sich doch immer deutlich morphologisch hervor.

Literatur

ARNOLD (1964c), BÖHM (1916), HISS (1995, 2001), STAUDE (1989), THIERMANN (1999), WEGNER (1905)

(54) Bottrop-Formation

HISS, M. & KAPLAN, U.

Ableitung des Namens: nach der Stadt Bottrop im Ruhrgebiet (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: BREDDIN (1929)

Chronostratigraphie: Obersantonium (?), Untercampanium und unteres Obercampanium

Synonyme: Bottroper Mergel (BREDDIN 1929), Bottrop-Schichten (JANSEN 1995, WREDE 2000)

Beschreibung

Lithologie: Tonmergelsteine, siltig, glaukonitisch, z.T. Sandmergelsteine, im unteren Teil auch kiesig und mit Phosphoritknollen-Lagen.

Untergeordnete Einheiten: keine

Liegendgrenze: diskordant meist auf der Haltern-Formation, lokal auch auf der Recklinghausen-Formation.

Hangendgrenze: erosiv gekappt

Mächtigkeit: Aufgrund primärer Mächtigkeitsschwankungen und unterschiedlich starker Erosion sind die Mächtigkeiten in der Bottrop-Formation stark wechselnd. Sie liegen im Blattgebiet Bottrop im Mittel bei 40-50 m (WREDE 2000) und steigen im Blattgebiet Dinslaken nach JANSEN (1995) bis 150 m an. Im Nordschacht des Verbundbergwerks Lohberg / Osterfeld in Oberhausen Sterkrade wurden etwa 126 m festgestellt (vgl. ERNST 1964, dort HOAG Nordschacht).

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Das von ERNST (1964) beschriebene Typusprofil in der ehemaligen Ziegeleigrube Bremer in Bottrop-Fuhlenbrock sowie das Profil des Nordschachts im Verbundbergwerk Lohberg / Osterfeld in Oberhausen Sterkrade (TK 25: 4406 Dinslaken) sind nicht mehr zugänglich. Derzeit existieren keine dauerhaften Aufschlüsse.

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen. Münsterländer Kreidebecken, im nordwestlichen Ruhrgebiet und südwestlichen Münsterland. Dort ist die Bottrop-Formation im Raum Dinslaken–Bottrop–Kirchhellen–Wulfen in mehreren isolierten Vorkommen (flache Muldenstrukturen) verbreitet.

Zeitgleiche Einheiten

Dülmen- und Holtwick-Formation sowie unterer Teil der Coesfeld-Formation im nordwestlichen Münsterland, Stromberg- und z.T. auch Beckum-Member der Ahlen-Formation im südöstlichen Münsterland sind zeitgleich. Die genannten Einheiten unterscheiden sich faziell deutlich von der Bottrop-Formation und sind von deren Verbreitungsgebiet räumlich abgetrennt.

Alterseinstufung

Die biostratigraphische Einstufung der Bottrop-Formation basiert auf verschiedenen Fossilgruppen, u.a. Belemniten, Inoceramen, Ammoniten und benthischen Foraminiferen. Die Basis der Bottrop-Formation liegt über einer Schichtlücke in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus, teils im unteren Unterampanium (*Goniotoothis granulataquadrata*- oder *Spencerasmus lingua* / *Goniotoothis quadrata*-Zonen), teils aber auch erst zu Beginn des oberen Unterampanium. Ammonitenfunde belegen die erosiv abgeschnittene Obergrenze im unteren Oberampanium (KAPLAN et al. 2006). Vereinzelt wurde in stark kondensierten Basisschichten der Bottrop-Formation auch die Crinoide *Marsupites testudinarius* des Obersantonium beobachtet, allerdings im gleichen Fundhorizont mit Goniotoothiden und anderen Faunen des Unterampanium

vergesellschaftet (KAPLAN et al. 2006). Dies deutet auf Umlagerungen hin, die auch durch Mischfaunen bei den Foraminiferen belegt worden sind (RESCHER 1991). Ob daraus lokal ein Beginn der Bottrop-Formation bereits im Obersantonium abgeleitet werden kann, bleibt ungeklärt und ist eher unwahrscheinlich. Ammonitenfunde belegen die erosiv abgeschnittene Obergrenze im unteren Oberampanium (KAPLAN et al. 2006).

Verschiedenes

Fazies: Die Kies- und Phosphoritknollen-Lagen, die teilweise vorhandenen Horizonte mit starker Glaukonit-Anreicherung und die nachgewiesenen Faunen sprechen für ein flachmarines Milieu mit zeitweiliger Mangelsedimentation, Aufarbeitungshorizonten und Schichtlücken.

Begriff: Der Name der Einheit geht auf die von BREDDIN (1929) eingeführte Bezeichnung „Bottroper Mergel“ zurück. Eine erste lithologische Beschreibung stammt von BREDDIN (1935). Ausführlichere stratigraphische Untersuchungen und Beschreibungen einzelner Aufschlüsse geben ARNOLD (1964b), ERNST (1964) und KAPLAN et al. (2006). Mikrofaunistische Angaben liefern JORDAN & GASSE (1986) sowie RESCHER (1991).

Literatur

ARNOLD (1964b), BREDDIN (1929, 1935), JANSEN (1995), JORDAN & GASSE (1986), KAPLAN et al. (2006), RESCHER (1991), WREDE (2000)

(55) Holtwick-Formation

Hiss, M.

Ableitung des Namens: nach dem zur Gemeinde Rosendahl im zentralen Münsterland gehörenden Dorf Holtwick (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: Hiss (1997)

Chronostratigraphie: Unterampanium

Synonyme: Osterwicker Schichten (ARNOLD 1964c), Holtwick-Schichten (Hiss 1997)

Beschreibung

Lithologie: Ton- bis Kalkmergelsteine, detritisch, häufig siltig bis feinsandig, z.T. glaukonitisch, z.T. Sandmergelsteine und einzelne Mergelkalksteinlagen, hellgrau, hellgelbgrau, unregelmäßig schichtig bis bankig absondernd.

Untergeordnete Einheiten: Die Holtwick-Formation lässt sich in ihrer Typusregion vom Liegenden zum

Hangenden in das Legden-Member (= untere Holtwick-Formation mit vorherrschend feinsandigen, teils kieseligen Mergelsteinen bis Sandmergelsteinen), das Asbeck-Member (= mittlere Holtwick-Formation mit vorherrschend siltig-feinsandigen, teils glaukonitischen Tonmergelsteinen) und das Darfeld-Member (= obere Holtwick-Formation mit Ton- und Kalkmergelsteinen und einzelnen Mergelkalksteinbänken) gliedern (KAPLAN et al. 2005).

Liegendgrenze: Die Holtwick-Formation lässt sich von den deutlich sandreicheren Gesteinen der liegenden Dülmen-Formation sowohl petrographisch, als auch morphologisch durch das erste Auftreten der stufenbildenden, kieseligen Mergel- und Sandmergelsteine abgrenzen. In der östlichen, tonig-siltigen Tiefschelf-Fazies lagert die Holtwick-Formation größtenteils auf der dort ebenfalls tonig-siltig ausgebildeten Emscher-Formation.

Hangendgrenze: morphologisch und petrographisch durch den Wechsel zu der deutlich karbonatreicheren, vorwiegend aus Kalkmergel- und Mergelkalkstein aufgebauten Coesfeld-Formation. Zusätzliche Indizien zur Grenzziehung liefern die Ammonitenfaunen, insbesondere ein Horizont mit sehr vielen Großammoniten wenig oberhalb der Hangendgrenze der Holtwick-Formation.

Mächtigkeit: in der Typusregion bis zu 95 m (Hiss 1997). Nach Osten nimmt die Mächtigkeit zu, in der Bohrung Metelen 1001 beträgt sie 175 m (TK 25: 3809 Metelen, Hiss 2001).

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist der Raum zwischen den Ortschaften Legden, Holtwick und Darfeld, Nordrhein-Westfalen (TK 25: 3809 Ahaus, 3909 Horstmar). Typusprofil für das Legden-Member ist der Aufschluss Steenkuhle ca. 1 km nördlich von Legden (TK 25: 3908 Ahaus). Für das Asbeck- und Darfeld-Member existieren keine dauerhaft zugänglichen Typusprofile, jedoch gibt es immer wieder temporäre Aufschlüsse in den Ortschaften Asbeck und Holtwick.

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen. In ihrer typischen Ausbildung ist die Holtwick-Formation nur im zentralen und nördlichen Münsterland am West- und Nordwestrand der Baumberge verbreitet. Nach Südosten und Osten hin werden die Ablagerungen toniger mit lateralen Übergängen zur Ahlen-Formation.

Zeitgleiche Einheiten

Stromberg-Member der Ahlen-Formation. Dieses vertritt zeitgleich die Beckenfazies im südöstlichen Münsterland mit teils flyschartiger Sedimentation.

Alterseinstufung

Gliederungen im Sinne der Standard-Faunenzonen für die norddeutsche Oberkreide, eine Ammoniten- und eine Foraminiferen-Zonierung sind möglich (Hiss 1997, HAUSCHKE et al. 1999, KAPLAN et al. 2005). Die Holtwick-Formation reicht von der *Offaster pillula* / *Galeola senonensis* bis zur *Gonioteuthis quadrata gracilis* / *Belemnitella mucronata*-Zone (Untercampanium).

Verschiedenes

Environment: marine Sedimente des flachen bis mittleren Schelfs. Von der Typusregion im Blattgebiet 3908 Ahaus gehen nach Osten hin, mit Übergang in die Tiefschelf-Fazies, die sandigen Sedimentanteile allmählich zurück. Gleichzeitig nimmt die Gesamtmächtigkeit zu.

Fossilien: Das Asbeck- und teilweise auch noch das Darfeld-Member enthalten in der Typusregion arten- und individuenreiche Schwammfaunen (HAUSCHKE 1994, HISS 1997, HAUSCHKE et al. 1999).

Literatur

ARNOLD (1964c), HAUSCHKE (1994), HAUSCHKE et al. (1999), HISS (1997, 2001), KAPLAN et al. (2005)

(56) Coesfeld-Formation

Hiss, M.

Ableitung des Namens: nach dem Coesfelder Berg östlich der Kreisstadt Coesfeld im Münsterland (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: ARNOLD (1964c)

Chronostratigraphie: unteres und oberes Obercampanium

Synonyme: Zone des *Ammonites Coesfeldiensis*, *Micraster glyphus* und der *Lepidospongia rugosa* (untere Mucronaten-Schichten) (SCHLÜTER 1876), Coesfelder Schichten (ARNOLD 1964c, HILDEN & THIERMANN in ANDERSON et al. 1987)

Beschreibung

Lithologie: Kalkmergelsteine, untergeordnet Tonmergelsteine, meist arenitisch, siltig und z.T. sandig, auch schwach glaukonitisch; vereinzelte Lagen von festen Mergelkalksteinen oder Kalksteinen, seltener auch Kalksandsteinen in bankiger oder knolliger Absonderung.

Untergeordnete Einheiten: keine

Liegendgrenze: konkordanter Wechsel von Tonmergel- und Kalkmergelsteinen und reicher Schwammfauna der Holtwick-Formation zu der vorwiegend von Kalkmergelsteinen geprägten Schichtenfolge der Coesfeld-Formation. Obwohl der lithologische Wechsel fließend ist, zeichnet sich die Grenze morphologisch durch eine Hangversteilung deutlich ab. An der Basis der Coesfeld-Formation ist zudem ein Großammoniten-Horizont auffällig (KAPLAN et al. 2005).

Hangendgrenze: Übergang zu einer Folge aus Kalkmergelsteinen und Kalksteinen mit höherer Festigkeit (Baumberge-Formation) und dadurch bedingter erneuter Reliefversteilung. Auf der Westseite der Baumberge tritt dort zudem der Billerbecker Grünsand als markanter Leithorizont für die Basis der Baumberge-Formation auf. Auf der Ostseite der Baumberge fehlt der Billerbecker Grünsand teilweise aufgrund einer Schichtlücke, dort ist die lithologische Abgrenzung beider Einheiten teils schwierig, biostratigraphisch aber meist gut zu belegen (vgl. KAPLAN et al. 2005).

Mächtigkeit: Die mittlere Mächtigkeit der Coesfeld-Formation liegt nach HISS (2001) bei 60-80 m. Sie kann örtlich bis über 100 m ansteigen.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist der Westteil der Baumberge, insbesondere das Gebiet um den namensgebenden Coesfelder Berg (Raum Coesfeld–Billerbeck–Darup). Als gut untersuchtes Typusprofil kann die Bohrung Oberdarfeld 1 (TK 25: 3909 Horstmar) gelten, die allerdings die Basis der Coesfeld-Formation nicht erbohrt hat. (KAEVER & LOMMERZHEIM 1995, HISS 2001). Ein weiteres Referenzprofil ist der aufgelassene Steinbruch an der Straße L 580 nördlich der Kreuzung mit der B 67 (2,50 km westlich Darup, TK 25: 4009 Coesfeld), dort ist allerdings nur ein kleiner Ausschnitt aus dem mittleren Teil der Coesfeld-Formation aufgeschlossen.

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen. Münsterländer Kreidebecken, zentrales Münsterland, Baumberge.

Zeitgleiche Einheiten

Beckum- und Vorhelm-Member der Ahlen-Formation im südöstlichen Münsterland.

Alterseinstufung

Die Coesfeld-Formation umfasst die *Echinocorys conica* / *Belemnitella mucronata*- bis basale *Nostoceras polyplacum*-Zone im Sinne der borealen Standard-Zonierung, also das untere Obercampanium bis basale obere Obercampanium. Reiche Mikro- und Makrofaunen erlauben Einstufungen nach Cephalopoden

(Belemniten und Ammoniten) und benthischen Foraminiferen. Eine zusammenfassende Darstellung geben KAPLAN et al. (2005).

Verschiedenes

Environment: marine Sedimente des inneren Schelfs im Westteil des Münsterländer Kreidebeckens. Zeitgleich wird im südöstlichen Münsterland eine flyschartige Fazies aus dem tieferen Schelfbereich abgelagert (Ahlen-Formation).

Abgrenzungsprobleme: Die Coesfeld-Formation ist im gesamten Bereich der Baumberge bis in den Raum Münster verbreitet. Im Westen dominieren arenitische Kalkmergel- und Mergelkalksteine, während sich nach Osten hin eine eher feinkörnige Fazies aus siltigen Ton- und Kalkmergelsteinen mit Einlagerungen härterer knolliger Kalksteinbänke einstellt. Es deutet sich damit ein allmählicher Faziesübergang zur Tiefwasserfazies des südöstlichen Münsterlandes (Ahlen-Formation) an. Allerdings fehlen die für die Ahlen-Formation charakteristischen turbiditischen Bänke in der Coesfeld-Formation, sodass beide Einheiten sowohl lithologisch, als auch durch die räumliche Trennung ihrer Verbreitungsgebiete klar zu unterscheiden sind.

Literatur

ANDERSON et al. (1987), ARNOLD (1964c), HISS (2001), KAEVER & LOMMERZHEIM (1995), KAPLAN et al. (2005), SCHLÜTER (1876)

(57) Baumberge-Formation (Taf. 6, Fig. 6)

HISS, M.

Ableitung des Namens: nach der Typusregion der Baumberge im zentralen Münsterland (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: ARNOLD (1964c)

Chronostratigraphie: oberes Obercampanium

Synonyme: Zone des *Heteroceras polyplacum* und *Ammonites Wittekindi* und *Scaphites pulcherrimus* (untere Mucronaten-Schichten) (SCHLÜTER 1876), Baumberger Schichten (ARNOLD 1964c, HILDEN & THIERMANN in ANDERSON et al. 1987), Baumberge-Schichten (FESL et al. 2005, DÖLLING 2007)

Beschreibung

Lithologie: vorwiegend detritische Kalkmergelsteine, häufig siltig bis feinsandig, z.T. Feinsandmergelsteine, selten Tonmergelsteine; Einlagerungen fester bis

harter, sandiger Mergelkalkstein- Sandmergel- oder Kalksandsteinbänke, einzelne feinkörnige Mergelkalksteinbänke mit homogener Textur (= Werksteinbänke des Baumberger Sandsteins), an der Basis z.T. stark glaukonitisch (= Billerbecker Grünsand), sonst z.T. schwach glaukonitisch.

Untergeordnete Einheiten: Billerbecker Grünsand = Member an der Basis der Baumberge-Formation. Seine genaue Abgrenzung und laterale Ausdehnung ist aber bisher zu wenig bekannt, sodass eine sichere formale Festlegung als Member bisher nicht möglich ist.

Die Werksteinbänke des Baumberger Sandsteins mit dem überlagernden Flammenmergel sind als Bank aufzufassen. Sie sind nicht horizontbeständig und können in ähnlicher lithologischer Ausbildung mehrfach im Profil vorkommen. In Geologischen Karten wird traditionell eine Zweigliederung der Baumberge-Formation in Untere und Obere Baumberge-Schichten vorgenommen. Die Grenze wird mit dem Flammenmergel über den derzeit in den weiter unten genannten Referenzsteinbrüchen aufgeschlossenen Werksteinen (Baumberger Sandstein) gezogen. Da vergleichbare Werkstein- und Flammenmergel-Horizonte aber zum Teil mehrfach auftreten und in anderen Bereichen vollständig fehlen, bilden diese kein geeignetes Kriterium, um darauf eine Unterteilung der Baumberge-Formation in verschiedene Member zu begründen.

Liegendgrenze: Übergang von den Kalkmergelsteinen der Coesfeld-Formation zu einer Folge aus Kalkmergelsteinen und Kalksteinen mit hoher Festigkeit und dadurch bedingter Reliefversteilung. Auf der Westseite der Baumberge tritt dort zudem der Billerbecker Grünsand als markanter Leithorizont auf. Auf der Ostseite der Baumberge fehlt der Billerbecker Grünsand teilweise aufgrund einer Schichtlücke, dort ist die lithologische Abgrenzung gegenüber der liegenden Coesfeld-Formation teils schwierig, biostratigraphisch aber meist gut zu belegen (vgl. KAPLAN et al. 2005, DÖLLING 2007).

Hangendgrenze: erosiv gekappt

Mächtigkeit: Im Nordteil der Baumberge (Schöppinger Berg) bis 55 m (nach HISS 2001), im Zentralteil (Westerberg) 25 bis >100 m mächtig, je nach Grad der Erosion (nach DÖLLING 2007). Mehr als 100 m sind in der Bohrung Longinusturm 1 (TK 25: 4010 Nottuln) nachgewiesen, wo die Baumberge-Formation nicht vollständig durchteuft wurde.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion sind die namengebenden Baumberge, insbesondere das Plateau um den Westerberg zwi-

schen Nottuln, Havixbeck und Billerbeck (Nordrhein-Westfalen). Als gut untersuchtes Typusprofil kann die Bohrung Longinusturm 1 (TK 25: 4010 Nottuln) gelten, die allerdings die Basis der Baumberge-Formation nicht erreicht hat (vgl. DÖLLING 2007). Die Basis wird durch die Bohrung Oberdarfeld 1 (TK 25: 3909 Horstmar) dokumentiert (vgl. HISS 2001). Weitere Referenzprofile sind für den Bereich des Baumberger Sandsteins (Werksteinbänke) die Steinbrüche Dirks und Fark auf dem Westerberg (TK 25: 4010 Nottuln) sowie für den Billerbecker Grünsand der aufgelassene Steinbruch an der Freilichtbühne in Billerbeck (TK 25: 4009 Coesfeld) (vgl. RIEGRAF 1995, FESL et al. 2005, KAPLAN et al. 2005).

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen. Münsterländer Kreidebecken, zentrales Münsterland, Baumberge und Schöppinger Berg.

Zeitgleiche Einheiten

Die Baumberge-Formation ist die jüngste Einheit der Münsterländer Oberkreide. Zeitgleiche Einheiten kommen erst wieder nördlich des Wiehengebirges (Stemwede-Formation), im Raum Hannover (Ahlen-Formation) sowie in der norddeutschen Schreibkreide-Gruppe (Teile der Dägeling- und Kronsmoor-Formationen) vor.

Alterseinstufung

Die Baumberge-Formation umfasst das obere Obercampanium von der *Nostoceras polyplocum*- bis zur *Micraster grimmensis* / *Cardiaster granulatus*-Zone im Sinne der borealen Standard-Zonierung. Mikro- und Makrofaunen erlauben Einstufungen nach Cephalopoden (Belemniten und Ammoniten) und benthischen Foraminiferen. Eine zusammenfassende Darstellung bisheriger biostratigraphischer Ergebnisse geben KAPLAN et al. (2005). Die Obergrenze der Baumberge-Formation wird magnetostratigraphisch an die Grenze Campanium / Maastrichtium gestellt (HAMBACH & KRUMSIEK 2000).

Verschiedenes

Environment: durchgehend marine Sedimentfolge. Ein genetisches Modell der turbiditischen Entstehung der Werksteinbänke und Flammenmergel-Horizonte geben FESL et al. (2005).

Literatur

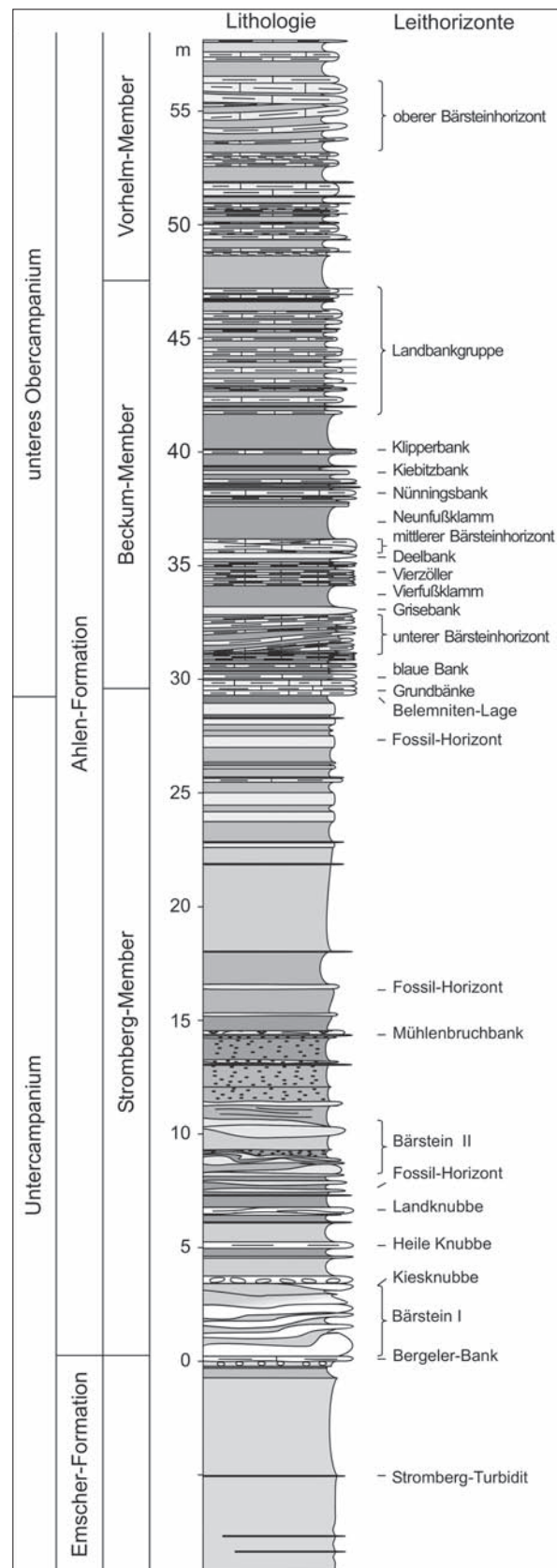
ANDERSON et al. (1987), ARNOLD (1964c), DÖLLING (2007), FESL et al. (2005), HAMBACH & KRUMSIEK (2000), HISS (2001), KAPLAN et al. (2005), RIEGRAF (1995), SCHLÜTER (1876)

(58) Ahlen-Formation (Taf. 6, Fig. 1)

DÖLLING, M., HISS, M. & KAPLAN, U.

Ableitung des Namens: nach der Stadt Ahlen (Nordrhein-Westfalen)Übergeordnete Einheiten: keineErstbeschreibung: diese ArbeitChronostratigraphie: Untercampanium und unteres ObercampaniumSynonyme: Stromberg-Schichten, Beckum-Schichten, Vorhelm-Schichten (GIERS 1934)**Beschreibung**Lithologie: Ton- und Kalkmergelsteine, grau, mit Kalksteinbänken, hellgrau; flyschartige Fazies mit zahlreichen allochthonen Einschaltungen von Turbiditen, Debriten sowie Slumps (subaquatische Gleitmassen).Untergeordnete Einheiten: Die Ahlen-Formation gliedert sich vom Liegenden zum Hangenden in drei Member: Stromberg-Member = vergleichsweise wenige Allochthonite, die insbesondere an der Basis und im mittleren Teil auftreten. Beckum-Member = höchsten Dichte an Allochthoniten, dabei treten zahlreiche feste Kalksteinbänke (Debrite und turbiditische Kalksteinbänke), aber auch mehrere Gleitmassen (Slumps, sogenannte Bärsteinhorizonte) auf. Vorhelm-Member = turbiditische Kalksteinbänke insbesondere im unteren Teil sowie einer bis in höhere Profilschnitte von Debritlegen, Slumps und anderen allochthonen Horizonten geprägten Sedimentation aus vorwiegend Kalkmergelstein.Liegendgrenze: Einsetzen der flyschartigen Fazies mit ersten Turbiditbänken. Nach KAPLAN et al. (1996) bildet die „Bergeler Bank“ die Basis. Die Basis des Beckum-Member bildet die „Grundbank“ (GIERS 1958). Das Vorhelm-Member beginnt mit der „10. Landbank“ (WOLF 1995, DÖLLING & LEHMANN 2005).Hangendgrenze: erosiv gekapptMächtigkeit: Die Mächtigkeit beträgt im Raum Beckum ca. 60-70 m und kann nach Westen im Raum Ahlen–Drensteinfurt bis ca. 150 m ansteigen (vgl. DÖLLING & LEHMANN 2005).**Typus- und Referenzprofile, Typusregion**

Typusregion ist das Gebiet zwischen Stromberg, Beckum, Ahlen und Vorhelm (Nordrhein-Westfalen). Typusprofile sind für die Basis der Ahlen-Formation das Hamelbach-Profil im Limberger Forst bei Oelde-Stromberg (TK 25: 4115 Rheda-Wiedenbrück, vgl. KAPLAN 2004: 88) und für den höheren Teil des Stromberg-Members bis zum unteren Abschnitt des

**Abb. 29.** Zusammengesetztes Übersichtprofil der (58) Ahlen-Formation im Raum Stromberg–Beckum–Ahlen, Nordrhein-Westfalen, mit Abschnitt der liegenden (34) Emscher-Formation (nach KAPLAN et al. 2005).

Vorhelm-Members das Profil im Steinbruch Phoenix (TK 25: 4214 Beckum, vgl. KAPLAN 2004: 76, DÖLLING & LEHMANN 2005: 119). Zahlreiche weitere Referenzprofile sind bei GIERS (1958), KAPLAN et al. (1996), KAPLAN (2004), DÖLLING & LEHMANN (2005) und KAPLAN et al. (2005) publiziert.

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen. Münsterländer Kreidebecken, zentrales Münsterland zwischen Münster, Hamm und Oelde

Zeitgleiche Einheiten

Das Stromberg-Member leitet lateral nach Nordwesten mit allmählichem Faziesübergang in zeitgleiche Ablagerungen der Holtwick-Formation über, in denen keine Allochthonite auftreten. Zwischen dem Verbreitungsgebiet von Beckum- und Ahlen-Member und der Coesfeld-Formation im westlichen Münsterland besteht hingegen kein direkter Kontakt.

Alterseinstufung

Die Einstufung und Gliederung erfolgt i.W. nach Ammoniten und Belemniten, aber auch eine Foraminiferen-Zonierung hat sich etabliert. Eine Zusammenfassung der bisherigen biostratigraphischen Ergebnisse geben KAPLAN et al. (2005). DÖLLING & LEHMANN (2005) stellen eine Logstratigraphie vor.

Verschiedenes

Eine umfassende faunistische Übersicht über die Ahlen-Formation gibt GIERS (1958). Fossilien des Beckum- und Vorhelm-Members beschreibt GIERS (1964). Eine genetische Deutung der Allochthonite stammt von WOLF (1995), eine Kurzbeschreibung des Beckum-Members liefert HISS (2002).

Literatur

DÖLLING & LEHMANN (2005), GIERS (1934, 1958, 1964), HISS (2002), KAPLAN (2004), KAPLAN et al. (1996, 2005), WOLF (1995)

3. Megasequenz im Raum Aachen

Im Raum Aachen beginnt die Kreide-Schichtenfolge erst im Santonium. Über limnisch-fluviatilen Ablagerungen (Hergenrath- und Mospert-Member der Aachen-Formation) folgen zunächst siliziklastische, später auch karbonatische Ablagerungen eines flachen Schelfmeeres. Es wird dadurch eine von den Niederlanden und Belgien ausgehende allmähliche Überflutung dokumentiert, die zeitweise noch weit über Aachen hinaus nach Südosten bis in den Raum Zülpich reichte und dort durch reliktsche Vorkommen der Maastricht-Formation belegt ist. Das Aachener Gebiet ist kein eigenständiger Ablagerungsraum, sondern stellt den grenzüberschreitenden Randbereich der Limburger Kreide dar, in dem die aus dem Raum Maastricht bekannte, mehr oder weniger vollständige Schichtenfolge des Campanium und Maastrichtium nur lückenhaft und faziell abweichend überliefert ist. Lithostratigraphische Einheiten sind in den Niederlanden bereits definiert, so dass die meisten Formationsbezeichnungen übernommen werden können.

(59) Aachen-Formation

HISS, M.

Ableitung des Namens: nach der Stadt Aachen und dem Hauptverbreitungsgebiet der Einheit im Aachener Wald (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: FELDER (1975)

Chronostratigraphie: Santonium, vermutlich höheres Santonium

Synonyme: Aachen-Schichten, Hergenrath-Schichten (Basiston), Mospert-Schichten (Mospert Sand), Aachener Sand (BREDDIN 1932, BREDDIN et al. 1963, KNAPP 1980).

Beschreibung

Lithologie: überwiegend Fein- und Mittelsande, an der Basis Ton und Silt oder Sand und Kies.

Untergeordnete Einheiten: Die Aachen-Formation enthält vom Liegenden zum Hangenden folgende Member: Hergenrath-Member = graublaue, weiße und untergeordnet auch rote Tone und Silte mit Einlagerungen von Sand, einzelnen dünnen Braunkohlenlagen, Pyrit- und Markasitknollen. Mospert-Member = Sande mit Kiesen (lokal das Hergenrath-Member vertretend). Aachen-Member = weiße bis gelbe Fein- und Mittelsande, im oberen Teil siltig (= Aachen-Schichten mit Sand von Aachen und Sand von Hauset).

Liegendgrenze: diskordant auf paläozoischem Unterlager

Hangendgrenze: Transgressionshorizont der Vaals-Formation, z.T. auch diskordant überlagert von der Gulpen-Formation.

Mächtigkeit: Die Aachen-Formation besitzt eine stark schwankende Mächtigkeit; nach KNAPP (1980) sind Hergenrath- und Mospert-Member 10-35 m und das Aachen-Member 30-50 m mächtig. Nach ALBERS & FELDER (1979) wird eine Gesamtmächtigkeit bis etwa 60 m erreicht.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist der Aachener Wald im Südwesten des Aachener Stadtgebiets (Nordrhein-Westfalen), Typusprofile sind die Sandgrube Käskorb in Kelmis und weitere aufgelassene Sandgruben bei Hauset auf belgischem Staatsgebiet (ALBERS & FELDER 1979, FELDER & BOSCH 2000).

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen. Die Aachen-Formation ist grenzüberschreitend am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges im Gebiet der Aachen-Limburger Kreide im Dreiländereck von Belgien, Deutschland und den Niederlanden verbreitet.

Zeitgleiche Einheiten

Zeitgleich sind in der westfälischen Kreide die Recklinghausen- und Haltern-Formationen sowie Teile der Emscher- und Burgsteinfurt-Formationen.

Alterseinstufung

Die chronostratigraphische Einstufung ist unsicher, höheres Santonium wird vermutet. Es ist nur eine indirekte Alterseinstufung möglich, da aus der Aachen-Formation bisher weder biostratigraphisch signifikante Fossilien noch andere sichere Anhaltspunkte für eine Datierung vorliegen. Die obere Begrenzung des Alters auf das Obersantonium ergibt sich durch die konkordant oder mit nur geringer Lücke auflagernde Vaals-Formation, die biostratigraphisch in das untere Untercampanium datiert.

Verschiedenes

Durch die Aachen-Formation wird die erste kretazische Transgression im Aachener Raum und die südliche Ausdehnung des marinen Milieus bis in die nördlichen Randbereiche von Eifel und Hohem Venn (Rheinisches Schiefergebirge) dokumentiert. Während

Hergenrath- und Mospert-Member einem limnisch-fluviatilen bis brackischen Milieu zugeordnet werden, stellt sich im Aachen-Member eine extrem flache, vollmarine Fazies ein.

Literatur

ALBERS & FELDER (1979), BREDDIN (1932), BREDDIN et al. (1963), FELDER (1975), FELDER & BOSCH (2000), KNAPP (1980)

(60) Vaals-Formation

HISS, M.

Ableitung des Namens: nach der niederländischen Ortschaft Vaals bei Aachen (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: FELDER (1975)

Chronostratigraphie: Untercampanium

Synonyme: Vaalser Schichten (Vaalser Glaukonit-sand) (BREDDIN et al. 1963), Vaalser Grünsand (ALBERS 1976)

Beschreibung

Lithologie: feinsandige Silte und glaukonitische Feinsande, meist kalkfrei.

Untergeordnete Einheiten: ALBERS (1976) gliedert die Vaals-Formation in sechs Einheiten, die sich jeweils durch Leithorizonte voneinander abgrenzen lassen (vgl. ALBERS & FELDER 1979, FELDER & BOSCH 2000).

Liegendgrenze: geringmächtige Konglomeratlage (Transgressionshorizont = Horizont von Raren), die zum Teil leicht erosiv in den höchsten Abschnitt der Aachen-Formation eingeschnitten ist.

Hangendgrenze: diskordant überlagert von Kalk- und Mergelsteinen des Zevenwegen-Members der Gulpen-Formation.

Mächtigkeit: Die mittlere Mächtigkeit beträgt nach KNAPP (1980) etwa 45-70 m. In Deutschland kann sie bis 100 m, in den Niederlanden bis auf 150 m ansteigen (FELDER & BOSCH 2000).

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist die Umgebung des Vaalser Berges bei Vaals (Niederlande), westlich von Aachen. Typusprofile für alle Teileinheiten und Leithorizonte werden von ALBERS (1976), ALBERS & FELDER (1979) sowie FELDER & BOSCH (2000) beschrieben. Das Typusprofil für die Basis der Vaals-Formation („Horizont von Raren“ und „Sand von Raren“) liegt nach FELDER & BOSCH (2000) im Wegeinschnitt „Sandbergweg“ in Vaalserquartier (TK 25: 5202 Aachen). Die übrigen

Typlokalitäten befinden sich in den Niederlanden und Belgien.

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen. Die Vaals-Formation ist grenzüberschreitend am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges im Gebiet der Aachen-Limburger Kreide im Dreiländereck von Belgien, Deutschland und den Niederlanden verbreitet. Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt in den Niederlanden (Verbreitungskarte bei FELDER & BOSCH 2000).

Zeitgleiche Einheiten

Zeitgleiche Einheiten in der westfälischen Kreide sind die Dülmen-Formation, Haltern-Formation (z.T.), Burgsteinfurt-Formation (z.T.) und Emscher-Formation (z.T.).

Alterseinstufung

Die Alterseinstufung erfolgt im Wesentlichen nach Belemniten. Die Basis wird in die *Goniotoothis granulataquadrata*-Zone datiert (basales Untercampanium). Nachweise von *Belemnitella praecursor* und *Goniotoothis quadrata* zeigen, dass die Vaals-Formation bis in das höhere Untercampanium reicht. Eine Zusammenstellung und Bewertung der stratigraphischen Arbeiten gibt JAGT (1999).

Verschiedenes

Environment: Sedimente eines flachmarinen Milieus.

Literatur

ALBERS (1976), ALBERS & FELDER (1979), BREDDIN et al. (1963), FELDER (1975), FELDER & BOSCH (2000), JAGT (1999), KNAPP (1980)

(61) Gulpen-Formation

HISS, M.

Ableitung des Namens: nach der niederländischen Ortschaft Gulpen im Geultal westlich von Aachen (Nordrhein-Westfalen)

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: FELDER (1975)

Chronostratigraphie: unteres Obercampanium bis Obermaastrichtium

Synonyme: „Gulpens Krijt“ in der niederländischen Literatur des 19. und frühen 20. Jahrhunderts, Gulpenschichten und Orsbacher Schichten (Feuersteinkreide) (BREDDIN et al. 1963)

Beschreibung

Lithologie: Mergelsteine bis Kalksteine, hellgrau, weißgrau, z.T. mit schwarzem Flint, z.T. sandige Kalksteine.

Untergeordnete Einheiten: Die Gulpen-Formation lässt sich in mehrere Member gliedern, von denen im Raum Aachen vom Liegenden zum Hangenden folgende entwickelt sind (vgl. ALBERS & FELDER 1979, KNAPP 1980, MEYER 1994, JAGT 1999, FELDER & BOSCH 2000): Zevenwegen-Member = kreidige Mergelkalksteine ohne Flint. Vylen-Member = feste Mergel- und Kalkmergelsteine mit sandigen Kalksteinlagen. Orsbach-Member = schwach verfestigte kreidige Kalke mit schwarzem Flint.

Liegendgrenze: Der Beginn der Karbonat-Sedimentation bedingt einen markanten lithologischen Wechsel, durch den sich die Sedimente der Gulpen-Formation sehr deutlich von denen weitgehend kalkfreien Ablagerungen der unterlagernden Vaals-Formation abheben.

Hangendgrenze: Die Basis des überlagernden Vetschau-Members der Maastricht-Formation ist durch den „Horizont van Lichtenberg“ gekennzeichnet, eine Hartgrundbildung mit starker Bioturbation sowie Glaukonit- und Fossilgrus-Anreicherung, die z.T. auch konglomeratisch sein kann (FELDER & BOSCH 2000).

Mächtigkeit: Die mittlere Mächtigkeit der Gulpen-Formation beträgt 30-35 m und ist in Abhängigkeit von der tektonischen Position stark wechselnd. Die Schichtenfolge ist meist lückenhaft. In vollständig entwickelten Profilen kann die Mächtigkeit nach KNAPP (1980) bis auf 150 m, nach aktuellen Kartierergebnissen sogar bis 175 m ansteigen (mündl. Mitt. B. Oesterreich).

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion ist das Gebiet um Gulpen (Niederlande). Typusprofile sind für alle untergeordneten Einheiten in den Niederlanden festgelegt und bei ALBERS & FELDER (1979) sowie FELDER & BOSCH (2000) beschrieben. Im Raum Aachen ist die Gulpen-Formation meist sehr schlecht aufgeschlossen. Im Vylen-Member gibt es einen Aufschluss in einem Hohlweg nahe dem Kloster Lemiers (TK 25: 5102 Herzogenrath).

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen. Die Gulpen-Formation ist grenzüberschreitend am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges im Gebiet der Aachen-Limburger Kreide im Dreiländereck von Belgien, Deutschland und den Niederlanden verbreitet. Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt in den Niederlanden (Verbreitungskarte bei FELDER & BOSCH 2000).

Zeitgleiche Einheiten

Die im Raum Aachen meist sehr lückenhaft entwickelten Ablagerungen der Gulpen-Formation sind litho- und biostratigraphisch mit den vollständigeren Profilen der Typusregion und im Raum Maastricht korrelierbar. Zwischen Zevenwegen- und Vylen-Member schaltet sich dort noch der „Kalksteen van Beutenaken“ ein. Das Orsbach-Member entspricht in den Niederlanden dem „Kalksteen van Lixhe“ und dem „Kalksteen van Lanaye“ (ALBERS & FELDER 1979, FELDER & BOSCH 2000).

Alterseinstufung

Die Einheit wird biostratigraphisch nach Belemniten und Ammoniten eingestuft. Nach HOFKER (1966) umfasst sie die Foraminiferen-Zonen A bis F. Eine Zusammenstellung und Bewertung der zahlreichen stratigraphischen Arbeiten über die Gulpen-Formation gibt JAGT (1999).

Verschiedenes

Environment: Sedimente eines marinen Milieu. Das Zevenwegen-Member ist oft unvollständig entwickelt, wohingegen das Vylen-Member transgressiv und diskordant über ältere Ablagerungen hinweggreift.

Literatur

ALBERS & FELDER (1979), BREDDIN et al. (1963), FELDER (1975), FELDER & BOSCH (2000), HOFKER (1966), JAGT (1999), KNAPP (1980), MEYER (1994)

(62) Maastricht-Formation

HISS, M.

Ableitung des Namens: nach der niederländischen Stadt Maastricht. Das im Raum Aachen die Maastricht-Formation vertretende Vetschau-Member ist nach der im Nordwesten des Aachener Stadtgebietes gelegenen Ortschaft Vetschau (Nordrhein-Westfalen) benannt.

Übergeordnete Einheiten: keine

Erstbeschreibung: Maastricht-Formation: FELDER (1975). Vetschau-Member: BREDDIN et al. (1963)

Chronostratigraphie: Obermaastrichtium

Synonyme: Vetschauer Schichten (BREDDIN et al. 1963), Vetschauer Kalk (KNAPP 1980, MEYER 1994)

Beschreibung

Lithologie: Im Raum Aachen ist von der Maastricht-Formation nur das Vetschau-Member überliefert. Es

besteht aus festen, z.T. feinsandigen, mergeligen Kalksteinbänken mit Mergelstein-Zwischenlagen, z.T. mit flintführenden glaukonitischen Kalksteinlagen (braune, glasige Feuersteine), an der Basis ist eine stark glaukonitische, teils konglomeratische Lage verbreitet („Horizont van Lichtenberg“). In Irnich bei Zülpich (Kreis Euskirchen) kommen außerhalb des Aachener Gebietes nur in wenigen Relikten sandige Mergelsteine vor.

Untergeordnete Einheiten: Die Maastricht-Formation wird im Raum Aachen durchgängig vom Vetschau-Member vertreten. Alle übrigen Member der Maastricht-Formation sind aus der Typusregion in den Niederlanden bekannt (vgl. FELDER & BOSCH 2000). Die sandigen Mergelsteine in Irnich bei Zülpich können bisher keinem Member zugewiesen werden.

Liegendgrenze: Der „Horizont van Lichtenberg“ ist gekoppelt mit dem Aussetzen der charakteristischen Flintführung (schwarze Flinte) des Orsbach-Members der Gulpen-Formation. Das Vetschau-Member der Maastricht-Formation liegt im Aachener Raum zum Teil auch diskordant auf älteren Ablagerungen.

Hangendgrenze: erosiv gekappt

Mächtigkeit: Die mittlere Mächtigkeit des Vetschau-Members ist stark wechselnd, da die Einheit zum Teil transgressiv auf ihr Unterlager übergreift, dabei häufig lückenhaft entwickelt und zudem teilweise erodiert ist. Nach KNAPP (1980) wird es bis zu 30 m mächtig.

Typus- und Referenzprofile, Typusregion

Typusregion der Maastricht-Formation ist der Bereich des St. Pietersberg im Süden von Maastricht (Niederlande), dort sind auch Typusprofile ausgewiesen (sh. FELDER & BOSCH 2000). Typusregion des Vetschau-Members ist die Umgebung der namensgebenden Ortschaft (Vetschauer Berg, TK 25: 5102 Herzogenrath). Ein Typusprofil ist nicht ausgewiesen, die Aufschlussverhältnisse sind derzeit schlecht.

Verbreitung

Nordrhein-Westfalen. Die Maastricht-Formation ist grenzüberschreitend am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges im Gebiet der Aachen-Limburger

Kreide im Dreiländereck von Belgien, Deutschland und den Niederlanden verbreitet. Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt in den Niederlanden (Verbreitungskarte bei FELDER & BOSCH 2000). Das Vetschau-Member ist nur im Aachener Stadtgebiet (z.B. Lousberg) und im Bereich der westlichen Vororte (Vetschau) verbreitet. Es geht in den Niederlanden in den „Kunrade-Kalkstein“ über.

Zeitgleiche Einheiten

Das Vetschau-Member entspricht teilweise dem „Kunrade-Kalkstein“ in den östlichen Niederlanden. Der „Kunrade-Kalkstein“ besitzt gegenüber dem Vetschau-Member allerdings eine andere zeitliche Reichweite.

Alterseinstufung

Eine Zusammenstellung und Bewertung der zahlreichen stratigraphischen Arbeiten über die Maastricht-Formation gibt JAGT (1999). Das Vetschau-Member wird biostratigraphisch nach Belemniten (*Belemnella junior*, vgl. KNAPP 1980) und Foraminiferen (Zone G und tiefer Teil der Zone H im Sinne von HOFKER 1966, vgl. ALBERS & FELDER 1979) in das untere Obermaastrichtium eingestuft. Die reliktschen Vorkommen der Maastricht-Formation bei Irnich weisen eine Foraminiferenfauna eines vollmarinen, warmen Flachwassermilieus auf, die mit der des „Kalkstein van Meerssen“ aus der Typusregion um Maastricht vergleichbar ist und in das hohe Obermaastrichtium datiert.

Verschiedenes

Environment: Sedimente eines flachmarinen Milieus. Das Vetschau-Member bildet zusammen mit dem in den östlichen Niederlanden verbreiteten „Kunrade-Kalkstein“ die östliche Randfazies der Maastricht-Formation.

Literatur

ALBERS & FELDER (1979), BREDDIN et al. (1963), FELDER (1975), FELDER & BOSCH (2000), HOFKER (1966), JAGT (1999), KNAPP (1980), MEYER (1994)

Literaturverzeichnis

- ABU-MAARUF, M. (1975): Feingliederung und Korrelation der Mergelkalk-Fazies des Unter-Campan von Misburg, Höver und Woltorf im ostniedersächsischen Becken. – *Ber. Naturh. Ges.*, 119: 127–204, Hannover.
- AHRENS, H., LOTSCH, D. & MUSSTOPF, R. (1965): Zur Geologie der Grenzsichten Kreide / Tertiär im Gebiet der Bohrung Nennhausen 2/63. – *Abh. ZGI*, 1: 127–136, Berlin.
- ALBERS, H.J. (1976): Feinstratigraphie, Faziesanalyse und Zyklen des Untercampan (Vaalser Grünsand = Hervien) von Aachen und dem niederländisch-belgischen Limburg. – *Geol. Jb.*, A 34: 3–68, Hannover.
- ALBERS, H.J. & FELDER, W. (1979): Litho-, Biostratigraphie und Palökologie der Oberkreide und des Tertiärs (Präobersanton – Dan/Paläozän) von Aachen-Südlmburg (Niederlande, Deutschland, Belgien). – IN: WIEDMANN, J. (Hrsg.): *Aspekte der Kreide Europas*. IUGS Ser. A, 6: 47–84, Stuttgart (Schweizerbart).
- ANDERSON, H.J., BOSCH, M. VAN DEN, BRAUN, F.J., DROZDZEWSKI, G., HILDEN, H.D., HOYER, P., KNAPP, G., REHAGEN, H.-W., STADLER, G., TEICHMÜLLER, R., THIERMANN, A., VOGLER, H. (1987): Erläuterungen zu Blatt C 4306 Recklinghausen. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:100000, Erl., C 4306, 2. Aufl., 164 S., Krefeld.
- ANDERT, H. (1911): Die Inoceramen des Kreibitz-Zittauer Sandsteingebirges. – *Festschr. Humboldt-Verein zur Feier seines 50-jährigen Bestehens*: 63 S., Leipzig.
- ANDERT, H. (1928): Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken I. Das Elbsandsteingebirge östlich der Elbe. – *Abh. Preuß. Geol. Landesanst.*, 112: 1–146, Berlin.
- ANDERT, H. (1929): Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken II. Die nordböhmisches Kreide zwischen Elbsandsteingebirge und Jeschken und das Zittauer Sandsteingebirge. – *Abh. Preuß. Geol. Landesanst.*, 117: 1–227, Berlin.
- ANDERT, H. (1932): Die Kreidesandsteine von Hohnstein in der Sächsischen Schweiz. – *Cbl. Min. Geol. Pal.*, B 5: 240–242, Stuttgart.
- ANDERT, H. (1934): Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken, Teil III: Die Fauna der obersten Kreide in Sachsen, Böhmen und Schlesien. – *Abh. Preuß. Geol. Landesanst.*, 159: 744 S., Berlin.
- APPEL, D. (1991): Petrographische Beschreibung der karbonatischen Kreide Helgolands. – *Geol. Jb.*, A 120: 69–95, Hannover.
- ARNOLD, H. (1960): Erläuterungen zur Geologischen Karte. – IN: ARNOLD, H., BODE, H. & WORTMANN, H. (Hrsg.): *Erläuterungen zu Blatt C 4310 Münster*. *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:100000, Erl., C 4310: 9–126, Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964a): Die Halterner Sande und ihre Fauna. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 7: 85–112, Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964b): Die Fossilführung des Bottroper Mergels in der Ziegelei Ridderbusch westlich Dorsten. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 7: 199–211, Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964c): Die höhere Oberkreide im nordwestlichen Münsterland. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 7: 649–678, Krefeld.
- ARNOLD, H. (1968): Das Obercampan des Stemweder Berges und seine Fauna. – *Veröff. Überseemus. Bremen*, A 3: 273–342, Bremen.
- ARNOLD, H. (1977): Erläuterungen zu Blatt C 4314 Gütersloh. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:100000, Erl., C 4314. 156 S., Krefeld.
- ARNOLD, H. & WOLANSKY, D. (1964): Litho- und Biofazies der Oberkreide im südwestlichen Münsterland nach neuen Kernbohrungen. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 7: 421–478, Krefeld.
- BALDSCHUHN, R. (1979): Stratigraphie und Verbreitung des Dan (Tertiär) in Nordwestdeutschland. – *Z. dt. geol. Ges.*, 130: 201–209, Hannover.
- BALDSCHUHN, R. & JARITZ, W. (1977): Stratigraphie der Oberkreide in Nordwestdeutschland (Pompeckjsche Scholle). Teil 1: Korrelation der Bohrlochdiagramme und des Kernmaterials. – *Geol. Jb.*, A 38: 7–9, Hannover.
- BALDSCHUHN, R. & KOCKEL, F. (1998): Der Untwergrund von Hannover und seine Umgebung. – *Ber. Naturhist. Ges. Hannover*, 140: 5–98, Hannover.
- BALDSCHUHN, R., BINOT, F., FLEIG, S. & KOCKEL, F. (2001): *Geotektonischer Atlas von Nordwestdeutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor*. – *Geol. Jb.*, A 153 (3 CD ROMs): 1–95, Hannover.
- BÄRTLING, R. (1909): Die Stratigraphie des Untersenons im Becken von Münster in der Übergangszone aus mergeliger zu sandiger Facies. – *Z. dt. geol. Ges., Mber.*, 61: 372–381, Berlin.
- BÄRTLING, R. (1913): *Geologisches Wanderbuch für den Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk umfassend das Gebiet vom nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges bis zur holländischen Grenze*. – 420 S., Stuttgart (Enke).
- BÄRTLING, R. (1921): Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der Mittleren und Oberen Kreide des Beckens von Münster. – *Z. dt. geol. Ges., Abh.*, 72: 161–217, Berlin.
- BECK, G. (1920): Tektonische und paläogeographische Untersuchungen im Gebiet zwischen Hildesheim und Braunschweig. – *Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N.F.*, 85: 126 S., Berlin.
- BECK, R. (1892): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Sachsen, Blatt 83, Section Pirna. 1. Aufl. – 120 S., Leipzig.
- BECK, R. & HAZARD, J. (1893): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen, Nr. 66: Blatt Dresden. – 102 S., Leipzig.
- BEHREND, F. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Ländern. Blatt Osterwieck, Nr. 2232. – 31 S., Berlin.
- BEHRMANN, R.B. (1949): Geologie und Lagerstätte des Oelfeldes Reitbrook bei Hamburg. – IN: BENTZ, A. (Hrsg.): *Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland*: 190–221, Hannover.
- BENTZ, A. (1930): Erläuterungen zu Blatt Ottenstein. – *Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder* 1:25000. 93 S., Berlin.
- BERGER, D. (1967): Zur Lithogenese der Salzbergsschichten (Santon) bei Quedlinburg. – *Hall. Jb. Mitteldt. Erdgesch.*, 8 (1966): 57–66, Halle.
- BERTRAM, H. & KEMPER, E. (1971): Das Alb von Hannover. – *Beih. Ber. naturhist. Ges. Hannover*, 7: 27–74, Hannover.

- BÖHM, J. (1916): Über die unteren Fauna bei Burgsteinfurt und Ahaus. – Jb. Preuß. Geol. Landesanst., 36: 423–428, Berlin.
- BÖHM, J. & SCHROEDER, H. (1909): Herzyne Gerölle im Senon des Austberges bei Benzingerode. – Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N.F., 56: 19–32, Berlin.
- BRANDES, G. (1902): Einige Bemerkungen über Trümmergesteine im mittleren und oberen Untersenon der Aufrichtungszone des nördlichen Harzrandes. – Z. dt. geol. Ges., 1902: 18–52, Berlin.
- BREDDIN, H. (1929): Die Bruchfaltentektonik des Kreidedeckgebirges im nordwestlichen Teil des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens. – Glückauf, 65: 1157–1168, Essen.
- BREDDIN, H. (1932): Über die tiefsten Schichten der Aachener Kreide sowie eine senone Einebnungsfläche und Verwitterungsrinde am Nordabfall des Hohen Venn. – Cbl. Mineral., Geol., Paläont., 1932 (B): 593–613, Stuttgart.
- BREDDIN, H. (1935): Die Entstehung der artesischen Quellen im Gebiet der unteren Lippe. – Glückauf, 71: 980–988, Essen.
- BREDDIN, H., BRÜHL, H. & DIELER, H. (1963): Das Blatt Aachen-NW der praktisch-geologischen Grundkarte 1 : 5 000. – Geol. Mitt., 1: 251–428, Aachen.
- BURMESTER, L. (1916): Die Molluskenfauna des Salzberges. – Jb. Preuß. Geol. Landesanst., 1915, 35 (II): 1–36, Berlin.
- ČECH, S., KLEIN, V., KRŽIŽ, J. & VALEČKA, J. (1980): Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Basin. – Věstn. Ústř. úst. Geol., 55 (5): 277–295, Praha.
- COTTA, B. VON (1838): Die Lagerungsverhältnisse an der Grenze zwischen Granit und Quadersandstein bei Meissen, Hohnstein, Zittau und Liebenau. – Geognostische Wanderungen, 2: 64 S., Dresden, Leipzig.
- COTTA, B. VON (1842): Anleitung zum Studium der Geognosie und Geologie besonders für deutsche Forstwirthe, Landwirthe und Techniker. – 884 S., Dresden, Leipzig (Arnoldische Buchhandlung).
- DIENER, I. (1966): Stratigraphisches Korrelationsschema für die Kreide der Deutschen Demokratischen Republik und angrenzender Gebiete. – Abh. ZGI, 5: 137 S., Berlin.
- DIENER, I. (1967): Die Paläogeographie der Kreide im Nordteil der DDR in Beziehung zu den Nachbargebieten. – Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A 12 (3/4): 289–319, Berlin.
- DIENER, I., PETZKA, M., REICH, M., RUSBÜLT, J. & ZAGORA, I. (2004): Oberkreide. – In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern: 173–186, Stuttgart.
- DÖLLING, B. (2007): Erläuterungen zu Blatt 4010 Nottuln. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Erl., 4010. Krefeld. [Im Druck]
- DÖLLING, M. (2006): Erläuterungen zu Blatt 3516 Lemförde. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Erl., 3516. 133 S., Krefeld.
- DÖLLING, M. & LEHMANN, K. (2005): Logstratigraphie im Campan der Beckumer Berge (Münsterland). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 235: 113–135, Stuttgart.
- EHRMANN, W.U. (1986): Zum Sedimenteintrag in das zentrale nordwesteuropäische Oberkreidemeer. – Geol. Jb., A 97: 3–139; Hannover.
- EISENLOHR, H. (1980): Dreigliederung des varians-Pläners (Kc2) am Teutoburger Wald zwischen Iburg und Rheine. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh, 5: 272–276, Stuttgart.
- ERDMANNSDÖRFER, O. H., FLIEGEL, G. & SCHROEDER, H. (1930): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Ländern. Blatt Blankenburg, Nr. 2380. – 69 S., Berlin.
- ERNST, G. (1963): Zur Feinstratigraphie und Biostratonomie des Obersanton und Campan von Misburg und Höver bei Hannover. – Mitt. geol. Staatsinst., 32: 128–147, Hamburg.
- ERNST, G. (1964): Neue Belemnitenfunde in der Bottroper Mulde und die stratigraphische Stellung der „Bottroper Mergel“. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 7: 175–198, Krefeld.
- ERNST, G. (1967): Über Fossilnester in *Pachydiscus*-Gehäusen und das Lagenvorkommen von Echiniden in der Oberkreide NW-Deutschlands. – Paläont. Z., 41 (3/4): 211–229, Stuttgart.
- ERNST, G. (1968): Die Oberkreide-Aufschlüsse im Raume Braunschweig–Hannover und ihre stratigraphische Gliederung mit Echinodermen und Belemniten. 1. Teil: Die jüngere Oberkreide (Santon–Maastricht). – Beih. Ber. Naturh. Ges., 5: 235–284, Hannover.
- ERNST, G. & REHFELD, U. (1997): Transgressive development in the Early Cenomanian of the Salzgitter area (northern Germany) recorded by sea level controlled eco- and litho-events. – Freiburger Forschungsh., C 468: 79–107, Freiberg.
- ERNST, G. & SCHMID, F. (1979): Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig–Hannover. – In: WIEDMANN, J. (Hrsg.): Aspekte der Kreide Europas. Int. Union geol. Sci., A-6: 11–46, Stuttgart.
- ERNST, G. & SCHULZ, M.-G. (1974): Stratigraphie und Fauna des Coniac und Santon im Schreibkreide-Richtprofil von Lägerdorf (Holstein). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 43: 5–60, Hamburg.
- ERNST, G. & WOOD, C. (1992): Limestone quarry Hollekamp, Wüllen near Ahaus. Upper Cenomanian to Turonian/Cenomanian boundary. Key section of the western margin of the Münster Basin. – In: ERNST, G., HARRIES, P., HISS, M., KAEVER, M., KAPLAN, U., KETTELHACK, C., SKUPIN, K., WOLF, E.-O. & WOOD, C.J. (Hrsg.): The Middle and Upper Cretaceous of the Münsterland, Westphalia. 4th Int. Cretaceous Symp., Field Exkursion A 1: 27–37, Hamburg.
- ERNST, G., SCHMID, F. & KLISCHIES, G. (1979): Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig–Hannover. – Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series, A 6: 11–46, Stuttgart.
- ERNST, G., SCHMID, F. & SEIBERTZ, E. (1983): Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. – Zitteliana, 10: 531–554, München.
- ERNST, G., SEIBERTZ, E. & WOOD, C.J. (1998): Cenomanian–Turonian of Wüllen near Ahaus. – In: MUTTERLOSE, J., BORNEMANN, A., RAUER, S., SPAETH, C. & WOOD, C.J. (Hrsg.): Key localities of the northwest European Cretaceous. Bochumer geol. geotech. Arb., 48: 157–164, Bochum.
- ERNST, G., WOOD, C.J. & REHFELD, U. (1998): Cenomanian–Turonian of Söhlde. – In: MUTTERLOSE, J., BORNEMANN, A., RAUER, S., SPAETH, C. & WOOD, C.J. (Hrsg.): Key localities of the northwest European Cretaceous. Bochumer geol. geotech. Arb., 48: 102–120, Bochum.
- ERNST, W. (1927): Über den Gault von Helgoland. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil., B 58: 113–156, Stuttgart.

- FAHRION, H. (1984): Zur Verbreitung und Fazies des Maasticht in Nordwestdeutschland. – Z. dt. geol. Ges., 135: 573–583, Hannover.
- FELDER, W.M. (1975): Lithostratigraphie van het Boven-Krijt en het Dano-Montien in Zuid-Limburg en het aangrenzende gebied. – In: ZAGWIJN, W.H. & STAALDUINEN, C.J. VAN (Hrsg.): Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland: 63-75, Haarlem (Rijks Geologische Dienst).
- FELDER, W.M. & BOSCH, P.W. (2000): Krijt van Zuid-Limburg. – Geologie van Nederland, 5: 190 S., Delft, Utrecht (Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO).
- FESL, S., BORNEMANN, A. & MUTTERLOSE, J. (2005): Die Baumberge-Schichten (Ober-Campan) im nordwestlichen Münsterland – Biostratigraphie und Ablagerungsraum. – Geol. Paläont. Westf., 65: 95-116, Münster.
- FÖHLISCH, K. (1998): Palökologie der sandig ausgebildeten Dölzchen-Formation (Oberes Obercenoman). – Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol., 43/44: 141–149, Dresden.
- FRANK, W.H. (1981): Die Natursteine in der Altstadt von Goslar und ihr Vorkommen in der Umgebung der Stadt. – Clausthaler Geol. Abh., 40: 1–247, Clausthal-Zellerfeld.
- FRECH, F. (1887): Die Versteinerungen der unteren Tonlage zwischen Suderode und Quedlinburg. – Z. dt. geol. Ges., 39: 141–149, Berlin.
- FRIEDLEIN, V. (2004): Erläuterungen zu Blatt 4319 Lichtenau. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Erl., 4319, 3. Aufl., 136 S., Krefeld.
- FRIEG, C. & KEMPER, E. (1989): Mikropaläontologische Gliederung und Abgrenzung von Ober-Alb und Unter-Cenoman in Nordwestdeutschland. – Geol. Jb., A 113: 73–193, Hannover.
- FRIEG, C., HISS, M. & MÜLLER, W. (1989a): Stratigraphie im Turon und Unterconiac des südlichen und zentralen Münsterlandes. – Münsterische Forsch. Geol. Paläont., 69: 161–186, Münster.
- FRIEG, C., KEMPER, E. & OWEN, H.G. (1989b): Die stratigraphische Gliederung des Alb und Cenoman im südwestlichen Münsterland nach Ammoniten, Foraminiferen, Ostrakoden und Bohrlochmessungen. – Geol. Jb., A 113: 7–49, Hannover.
- FRIEG, C., HISS, M. & KAEVER, M. (1990): Alb und Cenoman im zentralen und südlichen Münsterland (NW-Deutschland) – Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 181 (1-3): 325–363, Stuttgart.
- FRISCH, U. & KOCKEL, F. (2004): Der Bremen-Knoten im Strukturnetz Nordwest-Deutschlands. Stratigraphie, Paläogeographie, Strukturgeologie. – Ber. FB Geowiss. Uni Bremen, 223, 379 S., Bremen.
- GEINITZ, H.B. (1849–1850): Das Quadersandsteingebirge oder Kreidegebirge in Deutschland. – 292 S., Freiberg (Craz & Gerlach).
- GEINITZ, H.B. (1871–1875): Das Elbthalgebirge in Sachsen. Teil I – Der untere Quader. – Palaeontographica, 20 (I): 276 S., Cassel (Theodor-Fischer).
- GEINITZ, H.B. (1871–1875): Das Elbthalgebirge in Sachsen. Teil II – Der mittlere und obere Quader. – Palaeontographica, 20 (II): 245 S., Cassel (Theodor-Fischer).
- GIERS, R. (1934): Die Schichtenfolge der Mucronatenkreide der Beckumer Hochfläche. – Cbl. Min. Geol. Pal., 1934: 471–476, Stuttgart.
- GIERS, R. (1958): Die Mukronatenkreide im östlichen Münsterland. Fazies, Stratigraphie und Lagerung. – Geol. Jb., Beih., 34: 148 S., Hannover.
- GIERS, R. (1964): Die Großfauna der Mukronatenkreide (unteres Obercampan) im östlichen Münsterland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 7: 213–249, Krefeld.
- GÖTHEL, M. & TRÖGER, K.-A. (2002): Zur Oberkreide-Entwicklung der Nordsudetischen Kreidemulde, westlicher Teil (Lausitz, Deutschland). – Z. geol. Wiss., 30 (6): 369–383, Berlin.
- GRIEPENKERL, O. (1889): Die Versteinerungen der senonen Kreide von Königslutter im Herzogthum Braunschweig. – Paläont. Abh., 4 (5): 117 S., Berlin (v. Dames & Kayser).
- GÜMBEL, C.W. (1868): Beiträge zur Kenntnis der Procän- oder Kreideformation im nordwestlichen Böhmen. – Abh. königl. bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Kl., 10 (II): 545 S., München.
- GÜRS, K., LIETZOW, A. & RITZKOWSKI, S. (2002): Tertiär, Nordwestdeutschland. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002.
- HAMBACH, U. & KRUMSIEK, K. (2000): Magnetische Polaritätsstratigraphie in der Kreide. – In: Stratigraphische Kommission Deutschlands (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland III. Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 226: 51–59, Frankfurt.
- HÄNTZSCHEL, W. (1928): Neue Aufschlüsse an der Lausitzer Hauptverwerfung bei Hohnstein (Sächs. Schweiz). – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil., B 59: 80–116, Stuttgart.
- HÄNTZSCHEL, W. (1933): Das Cenoman und die *plenus*-Zone der sudetischen Kreide. – Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N.F., 150: 161 S., Berlin.
- HAUSCHKE, N. (1994): Temporäre Aufschlüsse im Campan des nordwestlichen Münsterlandes in den Jahren 1990–1992, unter besonderer Berücksichtigung der Fossilfunde. – Geol. Paläont. Westf., 32: 41–111, Münster.
- HAUSCHKE, N., HISS, M. & WIPPICH, M.G.E. (1999): Untercampan und tieferes Obercampan im Westteil der Baumberge (Münsterland, Nordwestdeutschland). – Scriptum, 4: 35–69, Krefeld.
- HEINZ, R. (1926): Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie und Tektonik der oberen Kreide Lüneburgs. – Mitt. Miner.-Geol. Staatsinst., 8: 109 S., Hamburg.
- HEINZ, R. (1928): Das Inoceramen-Profil der Oberen Kreide Lüneburgs. (Beiträge zur Kenntnis der oberkretazischen Inoceramen I). – Jber. Niedersächs. geol. Ver., 21: 65–81, Hannover.
- HEINZ, R. (1929): Zur stratigraphischen Stellung der Sonnbergsschichten bei Waltersdorf in Sachsen (westsüdwestlich von Zittau). Beiträge zur Kenntnis der oberkretazischen Inoceramen IX. – 23. Jber. Niedersächs. geol. Ver.: 22–53, Hannover.
- HILBRECHT, H. & HOEFS, J. (1986): Geochemical and palaeontological studies of the $\delta^{13}\text{C}$ anomaly in Boreal and North Tethyan Cenomanian–Turonian sediments in Germany and adjacent areas. – Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoec., 53: 169–189, Amsterdam.
- HILBRECHT, H., FRIEG, C., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S. & VOIGT, T. (1996): Shallow water facies during the Cenomanian–Turonian anoxic event: bio-events, isotopes, and sea-

- level in southern Germany. – *Cret. Res.*, 17: 229–253, Amsterdam.
- HILDEN, H.D. & SUCHAN, K.H. (1974): Neue Untersuchung über Verbreitung, Mächtigkeit und Grundwasserführung der Halterner Sandfazies. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 20: 79–90, Krefeld.
- HISS, M. (1982): Cenoman-Transgression und kleinräumige Faziesveränderungen der Transgressionssedimente am Beispiel des Geologischen Gartens in Bochum und der Steinbrüche bei Frömern (Westfalen). – *Münstersche Forsch. Geol. Paläont.*, 57: 137–162; Münster.
- HISS, M. (1989): Erläuterungen zu Blatt 4417 Büren. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25000, Erl., 4417. 152 S., Krefeld.
- HISS, M. (1993): Der Nordwestrand des Münsterländer Kreide-Beckens. – IN: HILDEN, H.D., HISS, M., JUCH, D., KAMP, H. VON., KÖWING, K., MEYER, B., MICHEL, G., THIERMANN, A. & ZELLER, M. (Hrsg.): Erläuterungen zu Blatt C 3906 Gronau (Westf.). *Geol. Kt. Nordrh. Westf.* 1:100000, Erl. C 3906: 35–38, Krefeld.
- HISS, M. (1995): Erläuterungen zu Blatt 3808 Heek. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25000, Erl., 3808 Heek. 180 S., Krefeld.
- HISS, M. (1997): Erläuterungen zu Blatt 3908 Ahaus. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25000, Erl., 3908. 199 S., Krefeld.
- HISS, M. (1998): Cenomanian–Turonian of Frömern. – IN: MUTTERLOSE, J., BORNEMANN, A., RAUER, S., SPAETH, C. & WOOD, C.J. (Hrsg.): Key localities of the northwest European Cretaceous. *Bochumer geol. geotech. Arb.*, 48: 170–173, Bochum.
- HISS, M. (2001): Erläuterungen zu Blatt 3909 Horstmar. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25000, Erl., 3909. 183 S., Krefeld.
- HISS, M. (2002): Kalk- und Mergelsteine im Raum Beckum – Rohstoffbasis und erdgeschichtliches Archiv. – IN: SKUPIN, K. (Hrsg.): Erläuterungen zu Blatt C 4314 Gütersloh. *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:100000, Erl., C 4314, 2. Aufl.: 46–51, Krefeld.
- HISS, M., JANSEN, F. & SKUPIN, K. (1996): Die Schichtenfolge im Bereich der ehemaligen Ziegelei Leßmöllmann / Castrop-Rauxel. – *Dortmunder Beitr. Landeskd., naturwiss. Mitt.*, 30: 39–56, Dortmund.
- HISS, M., KAPLAN, U. & HARRIES, P. (1998): Albian-Turonian of Rüthen. – IN: MUTTERLOSE, J., BORNEMANN, A., RAUER, S., SPAETH, C. & WOOD, C.J. (Hrsg.): Key localities of the northwest European Cretaceous. *Bochumer geol. geotech. Arb.*, 48: 175–181, Bochum.
- HISS, M., MUTTERLOSE, J. & NIEBUHR, B. (2002): Kreide. – IN: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002.
- HISS, M., MUTTERLOSE, J., NIEBUHR, B. & SCHWERD, K. (2005): Die Kreide in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. – *Newsl. Strat.*, 41 (1/3): 287–306, Berlin, Stuttgart.
- HOFKER, J. (1966): Maestrichtian, Danian and Paleocene Foraminifera. The Foraminifera of the type-Maestrichtian in South Limburg, Netherlands, together with the Foraminifera of the underlying Gulpen chalk and the overlying calcareous sediments, the Foraminifera of the Danske kalk and the overlying greensands and clays as found in Denmark. – *Palaeontographica, Suppl.*, 10: 375 S., Stuttgart.
- HORNA, F. (1996): Multistratigraphisch-sedimentologische Untersuchungen an pelagischen Karbonaten – Das Oberkreide-Profil von Hoppenstedt (Subherzynes Becken). – *Freiberger Forschungsh.*, C 464, 73–144, Freiberg.
- HOTH, K., RUSBÜHLT, J., ZAGORA, K., BEER, H. & HARTMANN, O. (1993): Die tiefen Bohrungen im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke. Dokumentation für den Zeitabschnitt 1962–1990. – *Schriftenr. Geowiss.*, 2: 145 S., Berlin.
- JAGT, J.W.M. (1999): Late Cretaceous–Early Palaeogene echinoderms and the K/T boundary in the southeast Netherlands and northeast Belgium, Part 1: Introduction and stratigraphy. – *Scripta Geol.*, 116: 1–57, Leiden.
- JANSEN, F. (1995): Erläuterungen zu Blatt Dinslaken. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25000, Erl., 4406. 166 S., Krefeld.
- JANSEN, F. & DROZDZEWSKI, G. (1986): Erläuterungen zu Blatt Mülheim an der Ruhr. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25000, Erl., 4507. 200 S., Krefeld.
- JORDAN, H. & GASSE, W. (1986): Bio- und lithostratigraphisch-fazielle Untersuchungen des glaukonitisch-sandigen Santon und Campan im südwestlichen Münsterland. – *Geol. Paläont. Westf.*, 6: 7–49, Münster.
- JUBITZ, K.-B. (1957): Stratigraphie und Tektonik der Aufrichtungszone und des Vorlandes. – *Exkursionsführer Geol. Ges. DDR*, 26.-29. April 1957 in Wernigerode, 5–37, Berlin.
- KAEVER, M. & LOMMERZHEIM, A. (1995): The highest Campanian in the transitional area between the boreal and the Tethyan realms in NW-Germany: Implications for stratigraphy, facies, palaeoceanography and palaeoclimatology. – *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 77: 293–327, Münster.
- KAPLAN, U. (1986): Ammonite Stratigraphy of the Turonian of NW-Germany. – *Newsl. Stratigr.*, 17 (1): 9–20, Berlin, Stuttgart.
- KAPLAN, U. (1991): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland), 2, Turon und Coniac im Steinbruch des Kalkwerkes Foerth, Halle / Westfalen. – *Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld*, 32: 125–159, Bielefeld.
- KAPLAN, U. (1992): Die Oberkreide-Aufschlüsse im Raum Lengerich / Westfalen. – *Geol. Paläont. Westf.*, 21: 7–37, Münster.
- KAPLAN, U. (1995): Steinbruch Wallmeyer & Söhne. – IN: MUTTERLOSE, J., KAPLAN, U., & HISS, M. (Hrsg.): Die Kreide im nördlichen Münsterland und im Westteil des Niedersächsischen Beckens. *Bochumer geol. geotechn. Arb.*, 45: 43–51, Bochum.
- KAPLAN, U. (1998): Cenomanian–Turonian of Lengerich. – IN: MUTTERLOSE, J., BORNEMANN, A., RAUER, S., SPAETH, C. & WOOD, C.J. (Hrsg.): Key localities of the northwest European Cretaceous. *Bochumer geol. geotech. Arb.*, 48: 150–153, Bochum.
- KAPLAN, U. (2004): Neue Beobachtungen zu den Stromberg-Schichten, Unteramazon, Oberkreide, südöstliches Münsterland. – *Geol. Paläont. Westf.*, 62: 71–110, Münster.
- KAPLAN, U. & KENNEDY, W.J. (1996): Upper Turonian and Coniacian ammonite stratigraphy of Westphalia, NW-Germany. – *Acta Geol. Pol.*, 46: 305–352, Warschau.
- KAPLAN, U. & RÖPER, M. (1997): Das Campan der Dammer Oberkreide-Mulde unter besonderer Berücksichtigung

- des Stewweder Berges, NW-Deutschland. – Geol. Paläont. Westf., 50: 7–30, Münster.
- KAPLAN, U. & SCHMID, F. (1983): Der Großammonit *Pachydesmoceras denisonianum* (STOLICZKA) und die Feinstratigraphie des hohen Ober-Cenoman im Hesselstal bei Halle in Westfalen (NW-Deutschland). – Veröff. Naturkde.-Mus. Bielefeld, 5: 20 S., Bielefeld.
- KAPLAN, U. & WIESE, F. (2000): 90 Millionen Jahre zurück die Steinbrüche bei Lengerich. – Kalk, Natur und Landschaft, 1: 30–69, Lengerich.
- KAPLAN, U., KENNEDY, W.J. & ERNST, G. (1996): Stratigraphie und Ammonitenfaunen des Campan im südöstlichen Münsterland. – Geol. Paläont. Westf. 43: 133 S., Münster.
- KAPLAN, U., KENNEDY, W.J., LEHMANN, J. & MARCINOWSKI, R. (1998): Stratigraphie und Ammonitenfaunen des westfälischen Cenoman. – Geol. Paläont. Westf., 51: 236 S., Münster.
- KAPLAN, U., KENNEDY, W.J. & HISS, M. (2005): Stratigraphie und Ammonitenfaunen des Campan im nordwestlichen und zentralen Münsterland. – Geol. Paläont. Westf., 64: 171 S., Münster.
- KAPLAN, U., KENNEDY, W.J. & SCHEER, U. (2006): Ammoniten der Bottrop-Formation, Campanium, westliches Münsterland. – Geol. Paläont. Westf., 67: 71 S., Münster.
- KARPE, W. (1973): Zur Feinstratigraphie der oberkretazischen Karbonatgesteine in der östlichen subherzynen Kreidemulde. – Z. geol. Wiss., 1 (3): 269–292, Berlin.
- KEMPER, E. (1984): Ober-Alb und Unter-Cenoman in Nordwestdeutschland. – Geol. Jb., A 75: 465–487, Hannover.
- KEMPER, E., SCHMID, F. & ZOBEL, B. (Hrsg.) (1973): 117. Bericht der Naturhistorischen Gesellschaft zu Hannover. „Gehrdener Berge Band“ mit Oberkreide-Beiträgen von ROHDE, P., SCHMID, F., ERNST, G., KOCH, W., SIMON, P., VOSS, H.-H. u.a., 306 S., Hannover.
- KEMPER, E., RAWSON, P.F., SCHMID, F. & SPAETH, C. (1974): Die Megafauna der Kreide von Helgoland und ihre biostratigraphische Deutung. – Newsl. Stratigr., 3: 121–137, Leiden.
- KEMPER, E., ERNST, G. & THIERMANN, A. (1978): Symposium Deutsche Kreide, Münster i.W. 1978, Exkursion A: Fauna, Fazies und Gliederung der Unterkreide im Wiehengebirgsvorland, Osning und im deutsch-niederländischen Grenzgebiet. – 84 S., Münster.
- KENNEDY, W.J. & KAPLAN, U. (1995): *Parapuzosia (Parapuzosia) seppenradensis* (LANDOIS) und die Ammonitenfauna der Dülmener Schichten, unteres Unter-Campan, Westfalen. – Geol. Paläont. Westf., 33: 127 S., Münster.
- KENNEDY, W.J. & KAPLAN, U. (1997): Ammoniten aus dem Campan des Stewweder Berges, Dammer Oberkreidemulde, NW-Deutschland. – Geol. Paläont. Westf., 50: 31–245, Münster.
- KENNEDY, W.J. & KAPLAN, U. (2000): Ammonitenfaunen des hohen Oberconiac und Santon in Westfalen. – Geol. Paläont. Westf., 57: 131 S., Münster.
- KHOSROVSHAHIAN, R. (1972): Feinstratigraphie und faziesanalytische Untersuchungen im Campan von Misburg bei Hannover. – Diss. TU-Braunschweig: 84 S., Braunschweig (Universitäts-Selbstverlag).
- KIENEL, U. (1994): Die Entwicklung der kalkigen Nannofossilien und der kalkigen Dinoflagellaten-Zysten an der Kreide / Teriär-Grenze in Westbrandenburg im Vergleich mit Profilen in Nordjütland und Seeland (Dänemark). – Berliner geowiss. Abh., E 12: 87 S., Berlin.
- KIESEL, Y. & TRÜMPER, E. (1965): Mikrofauna und Stratigraphie im Grenzbereich Kreide / Tertiär in der Bohrung Nennhausen 2. – Abh. ZGI, 1: 155–169, Berlin.
- KNAPP, G. (1980): Erläuterungen zur geologischen Karte der nördlichen Eifel 1:100000, 3. Aufl. – 155 S., Krefeld.
- KOCH, W. (1977): Stratigraphie der Oberkreide in Nordwestdeutschland (Pompecksche Scholle). Teil 2: Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen. – Geol. Jb., A 38: 11–123, Hannover.
- KÖHLER, S. (2001): *Turrilites*-Nachweis aus dem Untercenoman von Meißen. – Fossilien, 3 / 01: 163–164, Korb.
- KOPECKY, L. (1963): Vysvetlivky k přehledné Geologické Mape ČSSR 1:200000. (Erläuterungen zur Geologischen Karte der ČSSR 1:200000) M-33-IX. Praha.
- KÖPLITZ, W. (1920): Über die Fauna des oberen Untersenon im Seppenrade-Dülmener Höhenzuge. – Diss. Westf. Wilhelms-Univ. Münster: 78 S., Münster.
- KRENKEL, E. (1914): Zur Gliederung der Kreideformation in der Umgebung von Dresden. – Z. dt. Geol. Ges., Mon.-Ber., 66: 25–39, Berlin.
- KRÜGER, F.J. (2005): Fossilien aus Lengede. – 95 S., Braunschweig (Staatl. Naturhist. Mus.).
- KRUSCH, P. (1909): Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster, mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohraufschlüsse nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Regalgebiet. – Z. dt. Geol. Ges., 61: 230–282, Berlin.
- KRUTZSCH, W. (1963): Beitrag zur Kenntnis der Mikroflora der Niederschönaer Schichten. Eine kleine Mikroflora aus der Bohrung Königstein. – Ber. geol. Ges. DDR, A 8, H.2: 224–236, Berlin.
- KRUTZSCH, W. (1965): Mikroflora und Stratigraphie im Brenzbereich Kreide / Teriär der Bohrung Nennhausen (Vorläufige Mitteilung). – Abh. ZGI, 1: 171–174, Berlin.
- KRUTZSCH, W. (1966): Die sporenstratigraphische Gliederung der Oberkreide im nördlichen Mitteleuropa – Methodische Grundlagen und gegenwärtiger Stand der Untersuchungen. – Abh. ZGI, 5: 111–137, Berlin.
- KRUTZSCH, W. & MIBUS, I. (1973): Sporenpaläontologischer Nachweis von kontinentalem Maastricht in Walbeck (Bezirk Magdeburg, DDR). – Abh. ZGI, 18: 99–108, Berlin.
- KRUTZSCH, W. & PROKOPH, A. (1992): Die Ablagerungen der oberkretazischen Walbeck-Formation im oberen Allertalgraben (Stratigraphie, Sedimentologie, Palynologie). – Ber. Naturhist. Ges., 134: 117–133, Hannover.
- KUKUK, P. (1938): Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – 706 S., Berlin (Springer).
- LAMPRECHT, F. (1927): Schichtenfolge und Oberflächenformen im Winterberg-Gebiete des Elbsandsteingebietes. – Mitt. Ver. f. Erdkds.: 1–48, Dresden.
- LAMPRECHT, F. (1934): Die Schichtlagerung des Turons im sächsisch-böhmischen Elbsandsteingebirge. – Ber. math.-phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss., 86: 155–186, Leipzig.
- LEHMANN, J. (1999): Integrated stratigraphy and palaeoenvironment of the Cenomanian–Lower Turonian (Upper Cretaceous) of northern Westphalia, North Germany. – Facies, 40: 25–70, Erlangen.
- LENK, G. (1966): Sporenpaläontologischer Nachweis von Maastricht auf der Scholle von Calvoerde. – Beih. Geol., 55: 90–101, Berlin.

- LEONHARD, C.C. VON (1834): Einige geologische Erscheinungen in der Gegend von Meißen. – N. Jb. Geol. Min.: 127–150, Stuttgart.
- LOMMERZHEIM, A. (1995): Stratigraphie und Ammonitenfaunen des Santons und Campans im Münsterländer Becken (NW-Deutschland). – Geol. Paläont. Westf., 40: 97 S., Münster.
- LÖSCHER, W. (1910): Die westfälischen Galeritenschichten mit besonderer Berücksichtigung ihrer Seeigelfauna. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil., 30: 269–312, Stuttgart.
- MARHEINECKE, U. (1986): Dinoflagellaten des Maastrichtium der Grube Hemmoor (Niedersachsen). – Geol. Jb., A 93: 93 S., Hannover.
- MERTIN, H. (1939): Über Brackwasserbildungen in der Oberen Kreide des nördlichen Harzvorlandes. – Nova Acta Leopoldina, Abh. Kaiserlich-Leopoldinisch-Carolinisch Dt. Ak. Naturforscher (N.F.), 7/48: 141–263, Leipzig.
- MESTWERDT, A. (1914): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 185. Blatt Heiligendorf. – Kgl. Preuß. Geol. Landesanst.: 77 S., Berlin.
- MEYER, T. (1990): Biostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der Plänerfazies des Cenoman von Nordwestdeutschland. – Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, 30: 114 S., Hannover.
- MEYER, W. (1994): Geologie der Eifel, 3. Aufl. – 618 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- MIBUS, H.P. (1975): Beitrag zur Kenntnis des Elbsandsteingebirges. – Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol., 22: 1–122, Dresden.
- MILEWICZ, J. (1997): Górna kreda depressji północnosudeckiej (lito-i biostratigrafia, paleogeografia, tektonika oraz uwagi o surowcach. – Prace Geol.-Min. LXI. Acta Univ. Wrocławensis, 1971: 58 S., Wrocław.
- MÜLLER, G. (1888): Beitrag zur Kenntnis der oberen Kreide am nördlichen Harzrand. – Jb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., 1887, 8: 372–456, Berlin.
- MÜLLER, R. (1929): Die geologische Sektion Deutsch-Gabel des Kartenblattes Rumburg-Warnsdorf. – Sbor. Geol. úst. CSR, sv. VIII, roc. 1928–1929, Praha.
- MUTTERLOSE, J. (2003): Geologischer Garten Bochum, Exkursionsführer durch ein Naturdenkmal. – 44 S., Bochum (Umweltamt der Stadt Bochum).
- NIEBUHR, B. (1995): Fazies-Differenzierungen und ihre Steuerungsfaktoren in der höheren Oberkreide von S-Niedersachsen / Sachsen-Anhalt (N-Deutschland). – Berliner geowiss. Abh., A 174: 131 S., Berlin.
- NIEBUHR, B. (1999): Cyclostratigraphic correlation of outcrops and electronic borehole measurements in the Middle Campanian marl/limestone rhythmites of northern Germany. – Beringeria, 23: 47–54, Würzburg.
- NIEBUHR, B. (2003): Late Campanian to Early Maastrichtian ammonites from the white chalk of Kronsmoor (northern Germany) – taxonomy and stratigraphy. – Acta Geol. Pol., 53 (4): 257–281, Warszawa.
- NIEBUHR, B. (2005): Geochemistry and time-series analyses of orbitally forced Upper Cretaceous marl-limestone rhythmites (Lehrte West Syncline, northern Germany). – Geol. Mag., 142 (1): 31–55, Cambridge.
- NIEBUHR, B. (2006): Multistratigraphische Gliederung der norddeutschen Schreibkreide (Coniac bis Maastricht), Korrelation von Aufschlüssen und Bohrungen. – Z. dt. Ges. Geowiss., 157 (2): 245–262, Stuttgart.
- NIEBUHR, B. & ERNST, G. (1991): Faziesgeschichte und Entwicklungsdynamik von Campan, Maastricht und Eozän im Beienroder Becken (E-Niedersachsen). – Z. dt. geol. Ges., 142: 251–283, Hannover.
- NIEBUHR, B. & PROKOPH, A. (1997): Periodic-cyclic and chaotic successions of the Upper Cretaceous (Cenomanian to Campanian) pelagic sediments in the North German Basin. – Cret. Res., 18 (5): 731–750, London.
- NIEBUHR, B., VOLKMANN, R. & SCHÖNFELD, J. (1997): Das obercampane *polyplacum*-Event der Lehrter Westmulde (Oberkreide, N-Deutschland): Bio-/ Litho-/ Sequenzstratigraphie, Fazies-Entwicklung und Korrelation. – Freiburger Forschungsh., C 468: 211–243, Freiburg.
- NIEBUHR, B., BALDSCHUHN, R., ERNST, G., WALASZCZYK, I., WEISS, W. & WOOD, C.J. (1999): The Upper Cretaceous succession (Cenomanian–Santonian) of the Staffhorst Shaft, Lower Saxony, northern Germany: integrated biostratigraphic, lithostratigraphic and downhole geophysical log data. – Acta Geol. Pol., 49 (3): 175–213, Warszawa.
- NIEBUHR, B., WIESE, F. & WILMSEN, M. (2001): The cored Konrad 101 borehole (Cenomanian – Lower Coniacian, Lower Saxony): calibration of surface and subsurface log data for the lower Upper Cretaceous of northern Germany. – Cret. Res., 22 (5): 643–674, London.
- OGG, J.G. AGTERBERG, F.P. & GRADSTEIN, F.M. (2004): The Cretaceous period. – In: GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G. & SMITH, A.G. (Hrsg.): A Geological Time Scale 2004: 344–383, Cambridge (Cambridge University Press).
- ORTMANN, B. (1994): Sedimentationsraten und Redoxpotential im Bereich des Cenomanian–Turonian Event: Ichnofazies und Geochemie der Bohrung Gröbern. – Diplomarbeit TU Bergakademie Freiberg: 65 S., Freiberg. [Unveröffentlicht]
- PACLTOVÁ, B. (1978): Significance of Palynology for the biostratigraphic division of the Cretaceous of Bohemia. – Paleontologická konference 77, Univerzita Karlova Praha 1978: 93–109, Praha.
- PATZELT, G. (2000): Probleme der Fazies, Milieuinterpretation und Paläotektonik des höheren Santons im Subherzyn. – Z. geol. Wiss., 28 (3/4): 425–439, Berlin.
- PETRASCHECK, W. (1899): Studien über Faziesbildungen im Gebiet der sächsischen Kreideformation. – Abh. Naturwiss. Ges. Isis: 31–84, Dresden.
- PIETZSCH, K. (1962): Geologie von Sachsen. – 870 S., Berlin (VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften).
- PIETZSCH, K. & BECK, R. (1916): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Sachsen, Blatt 83, Section Pirna. 2. Aufl. – 158 S., Leipzig.
- POZARYSKA, K. (1952): The sedimentological problems of Upper Maastrichtian and Danian of the Pulawy Environment (Middle Vistula). – Biuletyn Państwowe Inst. Geol., 81, 1–104, Warszawa.
- PRESCHER, H. (1954): Sedimentpetrographische Untersuchungen oberturonischer Sandsteine im Elbsandsteingebirge. – Freiburger Forschungsh., C 11: 96 S., Berlin.
- PRESCHER, H. (1957): Die Niederschönaer Schichten der sächsischen Kreide. Mit einem Anhang: Erläuterungen zur Karte des Cenomans und Turons im sächsischen Elbtalgebiet. – Freiburger Forschungsh., C 34: 96 S., Freiberg.

- PRESCHER, H. (1963): Zur Problematik der Scaphitenschichten. – Ber. geol. Ges. DDR, 8: 171–188, Berlin.
- PRESCHER, H. (1981): Probleme der Korrelation des Cenomans und Turons in der Sächsischen und Böhmisches Kreide. – Z. geol. Wiss., 9 (4): 367–373, Berlin.
- PRESCHER, H. & TRÖGER, K.-A. (1989): Die Meißner Schichten der sächsischen Kreide (Forschungsgeschichte, Litho- und Biostratigraphie). – Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden: 155–167, Dresden.
- RABITZ, A. & HEWIG, R. (1987): Erläuterungen zu Blatt 4410 Dortmund. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Erl., 4410, 2. Aufl., 159 S., Krefeld.
- REICH, M. & FRENZEL, P. (2002): Die Fauna und Flora der Rügener Schreibkreide (Maastrichtium, Ostsee). – Arch. Geschiebekunde, 3 (2/4): 73–284, Hamburg.
- RESCHER, K. (1991): Biostratigraphische Gliederung der höheren Oberkreide mit benthonischen Foraminiferen im nordwestlichen Münsterland (Bohrung Metelen 1001). – Facies, 24: 99–106, Erlangen.
- RIEDEL, L. (1931): Zur Stratigraphie und Faciesbildung im Oberemscher und Untersenon am Südrande des Beckens von Münster. – Jb. Preuß. Geol. Landesanst., 51 (2): 605–713, Berlin
- RIEDEL, L. (1938): Die Salzbergmergel und ihre Äquivalente in Westfalen. – Jb. Preuß. Geol. Landesanst., 58: 207–229, Berlin.
- RIEDEL, L. (1942): Das Mesozoikum in Niedersachsen – Obere Kreide. – Schriften. Wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachsen, N.F., 2: 1–52, Oldenburg.
- RIEDEL, L. (1950): Das obere Mucronatensenon = Maastricht in Nordwestdeutschland in stratigraphischer und paläontologischer Hinsicht. – Geol. Jb., 65: 381–408, Hannover / Celle.
- RIEGRAF, W. (1995): Radiolarien, Diatomeen, Cephalopoden und Stratigraphie im pelagischen Campanium Westfalens (Oberkreide, NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 197: 192–200, Stuttgart.
- ROEMER, F.A. (1840-1841): Die Versteinerungen des Norddeutschen Kreidegebirges. – 145 S., Hannover.
- ROEMER, F.A. (1854): Die Kreidebildungen Westphalens. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., 11: 29–180, Bonn.
- ROEMER, F.A. (1865): Die Quadraten-Kreide des Sudmerberges bei Goslar. – Palaeontographica, 13: 193–199, Kassel.
- ROLL, A. (1953): Der Harzrand bei Bad Harzburg. – N. Jb. Geol. Pal., Abh., 97: 90–98, Stuttgart.
- SALVADOR, A. (1994): International Stratigraphic Guide (A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Procedure): – 2nd Edition, XIX + 214. Intern. Union Geol. Scie. Geol. Soc. America.
- SCHANDER, H. (1923): Die cenomane Transgression im mittleren Elbtalgebiet. – Z. dt. Geol. Ges., 75: 107–154, Berlin.
- SCHAEER, U. & STOTTROP, U. (1995): Die Kreide am Kassenberg. – In: WEIDERT, W. (Hrsg.): Klassische Fundstellen der Paläontologie, 3: 140–141, Korb.
- SCHLÜTER, C. (1874): Der Emscher-Mergel. Vorläufige Notiz über ein zwischen Cuvieri-Plänen und Quadraten-Kreide lagerndes mächtiges Gebirgsmitglied. – Z. dt. geol. Ges., 26: 775–782, Berlin.
- SCHLÜTER, C. (1876): Die Cephalopoden der oberen deutschen Kreide, 2. – Palaeontographica, 24 (1–4): 1–144, Kassel.
- SCHMID, F. (1955): Biostratigraphie der Grenzschichten Maastricht / Campan in Lüneburg und in der Bohrung Brunhilde. – Geol. Jb., 70: 339–356, Hannover.
- SCHMID, F. (1962): Exkursionsbericht – Die Kreide am Zeltberg bei Lüneburg. – Paläont. Z., 36 (1/4): 3–5, Stuttgart.
- SCHMID, F. (1963): Die Kreide von Lüneburg und die Aufschürfung des Alb-Profiles im Kreidebruch am Zeltberg. – Z. dt. geol. Ges., 114: 419–422, Hannover.
- SCHMID, F., SCHULZ, M.-G. & WOOD, C. (2004): The Maastrichtian sections of Hemmoor and Kronsmoor – Retrospect, stocktaking and bibliography. – Geol. Jb., A 157: 11–22, Hannover.
- SCHMIERER, T. (1914a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 185. Blatt Helmstedt. – Kgl. Preuß. Geol. Landesanst.: 113 S., Berlin.
- SCHMIERER, T. (1914b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 185. Blatt Weferlingen. – Kgl. Preuß. Geol. Landesanst.: 81 S., Berlin.
- SCHOLZ, R.W. (1973): Zur Sedimentologie und Kompaktion der Schreibkreide von Lägerdorf in SW-Holstein. – N. Jb. Min., Abh., 118: 111–133, Stuttgart.
- SCHÖNDORF, F. (1913): Der geologische Bau der Gehrdenen Berge bei Hannover. – Jber. Niedersächs. geol. Ver., 6: 70–91, Hannover.
- SCHÖNFELD, J. (1990): Zur Stratigraphie und Ökologie benthischer Foraminiferen im Schreibkreide-Richtprofil von Lägerdorf/Holstein. – Geol. Jb., A 117: 3–151, Hannover.
- SCHÖNFELD, J. & SCHULZ, M.-G. (1996): New results on biostratigraphy, palaeomagnetism, geochemistry and correlation from the standard section for the Upper Cretaceous white chalk of northern Germany (Lägerdorf–Kronsmoor–Hemmoor). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 77: 545–575, Hamburg.
- SCHROEDER, H. (1909a): Übergreifende Lagerung des Oberen Emschers zwischen Oker und Harzburg. – Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N.F., 56: S. 6, Berlin.
- SCHROEDER, H. (1909b): Unterer Emscher am Harzrand zwischen Blankenburg und Thale. – Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N.F., 56: 59–64, Berlin.
- SCHROEDER, H. (1913): Die Obere Kreide. – In: BODE, A. & SCHROEDER, H. (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Ländern. Blatt Goslar, Lieferung 174, 1. Aufl.: 96–108, Berlin.
- SCHROEDER, H. (1914): Exkursion in das nördliche Harzrandgebiet zwischen Goslar und Thale. – Führer zu den Exkursionen der DGG im August 1914: 46–78, Berlin.
- SCHROEDER, H. (1926a): Die Obere Kreide. – In: BODE, A. & SCHROEDER, H. (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Ländern. Blatt Goslar, Lieferung 174, 2. Aufl.: 67–75, Berlin.
- SCHROEDER, H. (1926b): Oberkreide. – In: ERDMANNSDÖRFER, O.H. & SCHROEDER, H. (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Ländern. Blatt Wernigerode, Nr. 2305: 42–49, Berlin.
- SCHROEDER, H. (1928): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Halberstadt, Nr. 2307. – 72 S., Berlin.
- SCHROEDER, H. (1929): Die Beziehungen von Emscher und Senon zur Aufrichtungszone und zum Harze zwischen

- Thale und Wernigerode. – Jb. Preuß. Geol. Landesanst., 49 (1928), Teil II: 1267–1334, Berlin.
- SCHROEDER, H. & DAHLGRÜN, F. (1927a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Ländern. Blatt Derenburg, Nr. 2306. – 81 S, Berlin.
- SCHROEDER, H. & DAHLGRÜN, F. (1927b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 240. Blatt Quedlinburg, Nr. 2381. – 109 S., Berlin.
- SCHULZ, M.-G. (1978): Zur Litho- und Biostratigraphie des Obercampan–Untermaastricht von Lägerdorf und Krons-moor (SW-Holstein) – Newsl. Stratigr., 7 (2): 73–89, Berlin, Stuttgart.
- SCHULZ, M.-G. & NIEBUHR, B. (2000): Maastricht. – In: Stratigraphische Kommission Deutschlands (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland III. Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 226: 45–51, Frankfurt.
- SCHULZ, M.-G., ERNST, G., ERNST, H. & SCHMID, F. (1984): Coniacian to Maastrichtian stage boundaries in the standard section for the Upper Cretaceous white chalk of NW Germany (Lägerdorf–Krons-moor–Hemmoor): Definitions and proposals. – Bull. geol. Soc. Denmark, 33: 203–215, Copenhagen.
- SCHULZ, M.-G., ERNST, H., SCHMID, F. & ERNST, G. (1982–1983): Detailliertes Standardprofil Lägerdorf–Krons-moor–Hemmoor. [Unveröffentlicht]
- SCHWAB, M. (1980): Der Aufschluß der Harzaufrichtungszone im Tal des Teufelsbaches bei Kloster Michaelstein. – Hall. Jb. Geowiss., 5: 90–92, Gotha / Leipzig.
- SEIBERTZ, E. (1979): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie der „Mittel“-Kreide zwischen Rütten und Erwitte (Alb–Coniac, SE-Münsterland). – Aufschluß, Sb. 29 (Warstein): 85–92, Heidelberg.
- SEIFERT, A. (1955): Stratigraphie und Paläogeographie des Cenomans und Turons im sächsischen Elbtalgebiet. – Freiburger Forschungsh., C 14: 1–218, Berlin.
- SIEGERT, T. (1897): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Section Zittau–Oybin–Lausche. Blatt 107. – 86 S., Leipzig
- SKUPIN, K. (1985): Erläuterungen zu Blatt 4317 Geseke. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Erl., 4317. 155 S., Krefeld.
- SKUPIN, K. (1989): Erläuterungen zu Blatt 4418 Wünnenberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Erl., 4418. 151 S., Krefeld.
- SKUPIN, K. (1995): Erläuterungen zu Blatt 4316 Lippstadt. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Erl., 4316. 162 S., Krefeld.
- SKUPIN, K. (2005): Erläuterungen zu Blatt 3517 Rahden. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Erl., 3517. 134 S., Krefeld.
- SKUPIN, K. & SEIBERTZ, E. (1982): Oberkreide. – In: SKUPIN, K. (Hrsg.): Erläuterungen zu Blatt 4218 Paderborn. Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Erl., 4218: 140 S., Krefeld.
- SPAETH, C.C. & KÖHLER, S. (1997): Erstnachweis eines Belemniten aus dem Untercenomane von Meißen. – Fossilien, 4 / 97: 225–226, Korb.
- STAUDE, H. (1989): Erläuterungen zu Blatt 3910 Altenberge. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Erl., 3910. 123 S., Krefeld.
- STEINICH, G. (1972): Endogene Tektonik in den Unter-Maastricht-Vorkommen auf Jasmund (Rügen). – Beih. Geol., 71/72: 207 S., Berlin.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, 209: 1–19; Frankfurt.
- STILLE, H. (1903): Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiet der Paderquellen zu Paderborn. – Abh. Kgl. Preuß. Landesanst. u. Bergakad., N.F., 38: 129 S., Berlin.
- STILLE, H. (1904): Erläuterungen zu Blatt Etteln. – Geol. Kt. Preuß. u. benachb. Bundesst. 1:25000. 21 S., Berlin.
- STOLLEY, E. (1897): Über die Gliederung des norddeutschen und baltischen Senon sowie die dasselbe charakterisierenden Belemniten. – Archiv Anthropol. Geol. Schleswig-Holstein, 2: 216–302, Kiel und Leipzig.
- STOLLEY, E. (1916): Neue Beiträge zur Kenntnis der norddeutschen Oberen Kreide. Teil I–IV. – Jber. Niedersächs. Geol. Ver., 9: 69–108, Hannover.
- Stratigraphische Kommission Deutschlands (Hrsg.) (2000): Stratigraphie von Deutschland III. Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 226: 207 S., Frankfurt.
- STROMBECK, A. VON (1857): Gliederung des Pläners im nordwestlichen Deutschland nächst dem Harze. – Z. dt. Geol. Ges., 9: 415–419, Berlin.
- STROMBECK, A. VON (1859): Beitrag zur Kenntnis des Pläners über der westphälischen Steinkohlenformation. – Z. dt. geol. Ges., 11: 27–77, Berlin.
- STÜHMER, H.H. (1991): Die Helgoländer Kreideklippen bei Extrem-Niedrigwasser: Eine Dokumentation. – Geol. Jb., A 120: 63–67, Hannover.
- THIERMANN, A. (1970): Erläuterungen zu Blatt 3712 Tecklenburg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Erl., 3712. 243 S., Krefeld.
- THIERMANN, A. (1999): Erläuterungen zu Blatt 3810 Steinfurt. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Erl., 3810. 119 S., Krefeld.
- TONNDORF, H. (2000): Die Uranlagerstätte Königstein. – Bergbau in Sachsen, 7: 208 S., Freiberg (Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie).
- TRÖGER, K.-A. (1964): Zur Ausbildung der Kreide (Cenoman bis Coniac) in der Umrandung des Lausitzer Massivs. – Geologie, 13 (6/7): 717–730, Berlin.
- TRÖGER, K.-A. (1987): Der Strehleener Kalkstein – ein Beitrag zur Paläontologie und Biostratigraphie des höheren Ober-Turon. – Z. geol. Wiss., 15: 205–212, Berlin.
- TRÖGER, K.-A. (1988): Zur Bio- und Lithostratigraphie der Briesnitzer Schichten bei Dresden. – Freiburger Forschungsh., C 419: 89–95, Leipzig.
- TRÖGER, K.-A. (1989): Eine obercenomane Foraminiferen-Fauna aus Mergeln von Meißen Zscheila. – Z. geol. Wiss., 17 (10): 989–998, Berlin.
- TRÖGER, K.-A. (1995): Die Subhercyne Oberkreide – Beziehungen zum Variscischen Grundgebirge und Stellung innerhalb Europas. Nova Acta Leopoldina, N.F., 71: 217–231. Halle.
- TRÖGER, K.-A. (1997): Mesozoisches Tafeldeckgebirge: Oberkreide. – In: ALEXOWSKY, W., WOLF, L., KURZE, M. & TRÖGER, K.-A. (Hrsg.): Erläuterungen zu Blatt Pirna 5049: 27–44, Freiberg.

- TRÖGER, K.-A. (1998): Lücken im Cenoman und Turon der Subherzynen Kreidemulde und ihre möglichen Ursachen. – Freiberger Forschungsh. C 475: 137–144, Freiberg.
- TRÖGER, K.-A. (2000a): Sachsen Anhalt, östliche Subherzyne Kreide. – IN: Stratigraphische Kommission Deutschlands (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland III. Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 226: 109–117, Frankfurt.
- TRÖGER, K.-A. (2000b): Thüringen (Eichsfeld). – IN: Stratigraphische Kommission Deutschlands (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland III. Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 226: S. 132, Frankfurt.
- TRÖGER, K.-A. (2001): Mesozoisches Tafeldeckgebirge: Oberkreide. – IN: ALEXOWSKY, W., SCHNEIDER, J.W., TRÖGER, K.-A. & WOLF, L. (Hrsg.): Erläuterungen zu Blatt 4948 Dresden, 4. Auflage: 41–64, Freiberg.
- TRÖGER, K.-A. (2003a): Fazielle Differenzierungen des marinen Ober-Cenoman im Tharandter Wald zwischen Freiberg und Dresden sowie ihre Ursachen. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., Sb 5: 95–102, Göttingen.
- TRÖGER, K.-A. (2003b): The Cretaceous of the Elbe valley – a review. – Carnets de Géologie (Notebook in Geology). Article 2003/3: 1–14, Maintenon.
- TRÖGER, K.-A. & SCHUBERT, J. (1993): Bemerkungen zur Ausbildung und Biostratigraphie des Oberkreide-Profiles im nördlichen Teil des Holunger Grabens (Thüringer Becken). – Z. geol. Wiss., 21 (3/4): 403–415, Berlin.
- TRÖGER, K.-A. & ULBRICH, H. (1985): Megapaläontologische Bearbeitung von Oberkreide-Faunen zur Vervollständigung des Korrelationsschemas unter Berücksichtigung des Santons. – Ber., Bergakademie Freiberg, 90 S., Freiberg. [Unveröffentlicht]
- TRÖGER, K.-A. & VOIGT, T. (2000): Sachsen. – IN: Stratigraphische Kommission Deutschlands (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland III. Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. 123–132, Frankfurt.
- TRÖGER, K.-A. & VOIGT, T. (2004): Der Salzberg (Salzberg-schichten; Mittelsanton). – IN: MUTTERLOSE, J. & STEFFAHN, J. (Hrsg.): Exkursionsführer: Die Kreide des Subherzynen und östlichen Niedersächsischen Beckens. Bochumer geowiss. Arb., 4: 22–25, Bochum.
- TRÖGER, K.-A. & WEJDA, M. (1997): Biostratigraphie der Strehleiner Formation (Ob.-Turon bis Unt.-Coniac) im Gebiet von Dresden. – Freiberger Forschungsh., C 466: 1–17, Freiberg.
- TRÖGER, K.-A. & WOLF, L. (1959): Zur Stratigraphie und Petrographie der Strehleiner Schichten. – Geologie, 9 (3): 288–298, Berlin.
- TRUSHEIM, F. (1957): Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., 109: 111–151, Hannover.
- UHLIG, A. (1941): Die Cenoman-Turone Übergangszone in der Gegend von Dresden. – Mitt. Reichsstelle Bodenforsch. Zweigstelle Freiberg, H.2: 73 S., Freiberg.
- ULBRICH, H. (1970): Mitteilungen zur Stratigraphie des Santon und Campan des mittleren Teils der Subherzynen Kreidemulde. – Freiberger Forschungsh. C 267: 47–71, Leipzig.
- VOIGT, E. (1929): Die Lithogenese der Flach- und Tiefwassersedimente des jüngeren Oberkreidemeeres. – Jb. Hallescher Verb., Erforsch. mitteldt. Bodenschätze, N.F., 8: 136 S., Halle.
- VOIGT, E. (1951): Das Maastricht-Vorkommen von Ilten bei Hannover und seine Fauna mit besonderer Berücksichtigung der Großforaminiferen und Bryozoen. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 20: 15–109, Hamburg.
- VOIGT, E. (1954): Das Alter der Reitbrooker Schichten (Ob. Kreide, Maastr.-Stufe) und ihr Leitfossil *Pteria (Oxytoma) danica* RAVN. – Geol. Jb., 68: 617–652, Hannover.
- VOIGT, E. (1963): Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. – Z. dt. geol. Ges., 114 (2): 378–418, Hannover.
- VOIGT, S. (2001): Isotopenstratigraphie. – IN: ALEXOWSKY, W., SCHNEIDER, J.W., TRÖGER, K.-A. & WOLF, L. (Hrsg.): Erläuterungen zu Blatt 4948 Dresden, 4. Auflage: 61–64, Freiberg.
- VOIGT, S. & HILBRECHT, H. (1997): Late Cretaceous carbon isotope stratigraphy in Europe: Correlation and relations with sea level and sediment stability. – Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoec., 134: 39–59, Amsterdam.
- VOIGT, S., GALE, A. & VOIGT, T. (2006a): Short-termed carbon cycle, climate and sea level variations during the Cenomanian-Turonian Boundary Event in NW Europe. – Cret. Res., 27: 1–23, Amsterdam.
- VOIGT, S., GALE, A., VOIGT, T. (2006b): Sea level change, carbon cycling and palaeoclimate during the Late Cenomanian of northwest Europe; an integrated palaeoenvironmental analysis. – Cret. Res., 27: 836–858, Amsterdam.
- VOIGT, S., AURAGG, A., LEIS, F. & KAPLAN, U. (2007): Late Cenomanian to Middle Turonian high-resolution carbon isotope stratigraphy: New data from the Münsterland Cretaceous Basin, Germany. – EPSL, 253, 196–210, München.
- VOIGT, T. (1995): Faziesentwicklung und Ablagerungssequenzen am Rand eines Epikontinentalmeeres. Die Sedimentationsgeschichte der Sächsischen Kreide. – Dissertationsschrift TU Bergakademie Freiberg: 130 S., Freiberg. [Unveröffentlicht]
- VOIGT, T. (1998): Entwicklung und Architektur einer fluvialen Talfüllung – die Niederschöna-Formation im Sächsischen Kreidebecken. – Abh. Staatl. Mus. Geol. Min. Dresden, 43/44: 121–139, Dresden.
- VOIGT, T. (1999): Ablagerungsbedingungen und Taphonomie der Schmilka-Formation (Unter-Turon) südlich von Pirna (Sächsisches Kreidebecken). – Greifswalder geowiss. Beitr., 6: 193–207, Greifswald.
- VOIGT, T. & TRÖGER, K.-A. (1996): Sea-level changes during Late Cenomanian and Early Turonian in the Saxonian Cretaceous Basin. – IN: SPAETH, C. (Hrsg.): New Developments in Cretaceous Research Topics. Proceedings of the 4th International Cretaceous Symposium 1992, Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 77: 275–290, Hamburg.
- VOIGT, T., EYNATTEN, H. VON & FRANZKE, H.-J. (2004): Late Cretaceous unconformities in the Subhercynian Cretaceous Basin (Germany). – Acta Geol. Pol., 54 (4): 637–694, Warschau.
- VOIGT, T., WIESE, F., EYNATTEN, H., FRANZKE, H.-J., GAUPP, R. (2006c): Facies evolution of syntectonic Upper Cretaceous Deposits in the Subhercynian Cretaceous Basin and adjoining areas (Germany). – Z. dt. Ges. Geowiss., 157 (2): 203–244, Stuttgart.
- WALAZYSZYK, I. (1996): Inoceramids from Kreibitz-Zittauer area (Saxony and northern Bohemia): revision of ANDERT's (1911) descriptions. – Paläont. Z., 70 (3/4): 367–392, Stuttgart.

- WALASZCZYK, I. & WOOD, C.J. (1999): Inoceramids and biostratigraphy at the Turonian / Coniacian boundary; based on the Salzgitter-Salder quarry, Lower Saxony, Germany, and the Slupia Nadbrzezna section, central Poland. – *Acta Geol. Pol.*, 48, 395–434, Warschau.
- WALASZCZYK, I., WOOD, C.J., LEES, J.A., PERYT, D., VOIGT, S. & WIESE, F.: Salzgitter-Salder (Lower Saxony, Germany), candidate Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Coniacian Stage (Upper Cretaceous). – *Acta Geol. Pol.*, Warschau. [Eingereicht]
- WALDECK, H. (1957): Der Bildungsraum der Oberkreide-Erze von Peine und seine tektonische Anlage. – *Z. dt. geol. Ges.*, 109: 41–48, Hannover.
- WALTER, H. & SUHR, P. (1997): Proximale Tempestite aus dem tieferen Obercenoman (*naviculare*-Zone) von Dresden-Coschütz. – *Freiberger Forsch.*, C 468: 305–318, Freiberg.
- WANDERER, K. (1909): Die wichtigsten Tierversteinerungen aus der Kreide des Königreiches Sachsen, mit 12 Tafeln und 11 Abbildungen im Text. – 80 S., Jena.
- WEGNER, T. (1905): Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. – *Z. dt. geol. Ges.*, 57: 112–232, Berlin.
- WEGNER, T. (1926): *Geologie Westfalens*. 2. Aufl. – 500 S., Paderborn (Schöningh).
- WEISSERMEL, W. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 217, Blatt Ballenstedt. – 80 S., Berlin.
- WEJDA, M. (1993): Biostratigraphie und Palökologie kretazischer Foraminiferen-Faunen des Oberturon und Unterconiac auf dem Kartenblatt Dresden. – Diplomarbeit TU Bergakademie Freiberg: 53 S., Freiberg. [Unveröffentlicht]
- WETZEL, W. (1942): Über die oberste Kreide von Barsbeck bei Hemmoor. – *Z. dt. geol. Ges.*, 94: 41–43, Hannover.
- WIESE, F. (1999): Stable isotope data ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) from the Middle and Upper Turonian (Upper Cretaceous) of Liencres (Cantabria, northern Spain) with a comparison to northern Germany (Söhlde & Salzgitter-Salder). – *Newsl. Strat.*, 37: 37–62, Stuttgart.
- WIESE, F. & KAPLAN, U. (2001): The potential of the Lengerich section (Münster Basin, northern Germany) as a possible candidate Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Middle/Upper Turonian boundary. – *Cret. Res.*, 22: 549–563, Amsterdam.
- WIESE, F. & KAPLAN, U. (2004): Der Mittel-/Ober-Turon-Grenzbereich im Raum Lengerich. – *Geol. Paläont. Westf.*, 62: 37–70, Münster.
- WIESE, F., HILBRECHT, H. & WOOD, C.J. (2000): Turon. – IN: *Stratigraphische Kommission Deutschlands* (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland III. Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland*. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 226: 27–31, Frankfurt.
- WIESE, F., WOOD, C.J. & KAPLAN, U. (2004): 20 years of event stratigraphy in NW Germany, advances and open questions. – *Acta Geol. Pol.*, 54: 639–656, Warschau.
- WILMSEN, M. (2003): Sequence stratigraphy and palaeoceanography of the Cenomanian Stage in northern Germany. – *Cret. Res.*, 24 (5): 525–568, Amsterdam.
- WILMSEN, M. (2004): Steinbruch Baddeckenstedt (Untercenoman bis Mitteluron). – IN: MUTTERLOSE, J. & STEFFAHN, J. (Hrsg.): *Exkursionsführer. Die Kreide des Subherzynen und östlichen Niedersächsischen Beckens*. *Bochumer geowiss. Arb.*, 4: 72–84, Bochum.
- WILMSEN, M. (2007a): Integrated stratigraphy of the upper Lower / lower Middle Cenomanian of northern Germany and southern England. – *Acta Geol. Polon.*, 57 (3); Warszawa. [Im Druck]
- WILMSEN, M. (2007b): Accommodation- versus capacity-controlled deposition in the Cenomanian (Upper Cretaceous) of northern Germany. – *Beringeria*, 37: 239–251, Würzburg.
- WILMSEN, M.: The Early Cenomanian *Schloenbachia* / *Inoceramus virgatus* Event: Integrated analysis of a Cretaceous bioevent (northern Germany and southern England). – *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*; Amsterdam. [Zum Druck angenommen]
- WILMSEN, M. & NIEBUHR, B. (2002): Stratigraphic revision of the upper Lower and Middle Cenomanian in the Lower Saxony Basin (northern Germany) with special reference to the Salzgitter area. – *Cret. Res.*, 23 (4): 445–460, London.
- WILMSEN, M. & VOIGT, T. (2006): The Middle-Upper Cenomanian of Zilly (Sachsen-Anhalt, northern Germany) with remarks on the *Pycnodonte* Event. – *Acta Geol. Pol.*, 56: 17–31, Warschau.
- WILMSEN, M. & WOOD, C.J. (2004): The Cenomanian of Hoppenstedt, northern Germany – a Subhercynian key section revisited. – *Newsl. Strat.*, 40: 209–230, Stuttgart.
- WILMSEN, M., NIEBUHR, B. & HISS, M. (2005): The Cenomanian of northern Germany: facies analysis of a transgressive biosedimentary system. – *Facies*, 51: 242–263, Berlin (Springer).
- WOLF, E.-O. (1995): Sedimentologie, Paläogeographie und Faziesentwicklung der Allochthonite des Campan von Beckum / Zentrales Münsterland. – *Berliner geowiss. Abh.*, E 16: 305–333, Berlin.
- WOOD, C. J. & ERNST, G. (1998): Turonian-Coniacian of Salzgitter-Salder. – IN: MUTTERLOSE, J., BORNEMANN, A., RAUER, S., SPAETH, C. & WOOD, C.J. (Hrsg.): *Key localities of the northwest European Cretaceous*. *Bochumer geol. geotech. Arb.*, 48: 94–102, Bochum.
- WOOD, C.J. & SCHMID, F. (1991): Upper Cretaceous of Helgoland (NW Germany): Lithology, palaeontology and biostratigraphy. – *Geol. Jb.*, A 120: 37–61, Hannover.
- WOOD, C.J., ERNST, G. & RASEMANN, G. (1984): The Turonian / Coniacian stage boundary in Lower Saxony (Germany) and adjacent areas: the Salzgitter-Salder Quarry as a proposed international standard section. – *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 33: 225–238, Kopenhagen.
- WOOD, C.J., WALASZCZYK, I., MORTIMORE, R.N. & WOODS, M. (2004): New observations on the inoceramid biostratigraphy of the higher part of the Upper Turonian and the Turonian–Coniacian boundary transition in Poland, Germany and the UK. – *Acta Geol. Pol.*, 54: 541–549, Warschau.
- WRAY, D.S. & WOOD, C.J. (1995): Geochemical identification and correlation of tuff layers in Lower Saxony. – *Berliner geowiss. Abh.*, E 16: 215–225, Berlin.
- WRAY, D.S., KAPLAN, U. & WOOD, C.J. (1995): Tuff-Vorkommen und ihre Bio- und Eventstratigraphie im Turon des Teutoburger Waldes, der Egge und des Haarstrangs. – *Geol. Paläont. Westf.*, 37: 1–51, Münster.
- WREDE, V. (2000): Erläuterungen zu Blatt Bottrop. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25000, Erl., 4407. 144 S., Krefeld.

Index der Synonyme

Synonyme:	siehe:
Aachener Sand	(59) Aachen-Fm
Aachener Schichten	(59) Aachen-Fm
Aachen-Member	(59) Aachen-Fm
<i>aequicostata</i> -Sandstein	(17) Oberhäslich-Fm
Ältere Braunkohlenformation	(41) Walbeck-Fm
Ammert-Schichten	(53) Burgsteinfurt-Fm
Arme <i>rhotomagense</i> -Kalke	(5) Brochterbeck-Fm
Arme Rhotomagense-Schichten	(5) Brochterbeck-Fm
Asbeck-Member	(55) Holtwick-Fm
Ascheloh-Member	(5) Brochterbeck-Fm
Augustdorf-Member	(34) Emscher-Fm
<i>Avicula</i> -Schichten	(33) Reitbrook-Fm
Bankige Kalksteinfolge	(5) Brochterbeck-Fm
Basbecker Kreide	(33) Reitbrook-Fm
Baumberger Schichten	(57) Baumberge-Fm
Beckumer Schichten	(58) Ahlen-Fm
Beckum-Member	(58) Ahlen-Fm
Bemerode-Member	(3) Herbram-Fm
Bemeroder Schichten	(3) Herbram-Fm
Billerbecker Grünsand	(57) Baumberge-Fm
Blankenburg-Entwicklung	(48) Blankenburg-Fm
Blankenburger Schichten	(48) Blankenburg-Fm
blaue <i>Heteroceras</i> -Kreide	(36) Lüneburg-Fm
Bochumer Grünsand	(11) Oerlinghausen-Fm
Bochum-Grünsand-Member	(11) Oerlinghausen-Fm
Bottroper Mergel	(54) Bottrop-Fm
Bottroper Schichten	(54) Bottrop-Fm
Brausnitzbach-Mergel	(26) Schrammstein-Fm
Brießnitzer Schichten	(19) Brießnitz-Fm
Brongniartimergel	(21) Räcknitz-Fm
Brongniartimergel	(25) Strehlen-Fm
Brongniartipläner	(21) Räcknitz-Fm
Brongniartipläner	(25) Strehlen-Fm
Brongniartipläner	(11) Oerlinghausen-Fm
Brongniartiquader	(27) Waltersdorf-Fm
Brongniartiquader	(23) Oybin-Fm
Brongniartiquader	(24) Lückendorf-Fm
Brongniartiquader	(22) Postelwitz-Fm
Buchenberg-Schichten	(53) Burgsteinfurt-Fm
Burgsteinfurt-Gruppe	(53) Burgsteinfurt-Fm
Butterberg-Schichten	(45) Sudmerberg-Fm
Campan von Boimstorf	(39) Beienrode-Fm
Campan von Lauingen	(39) Beienrode-Fm
Campan von Misburg	(37) Misburg-Fm
<i>cardisoides</i> -Gesteine	(45) Sudmerberg-Fm
Carinatenquader	(17) Oberhäslich-Fm
Cenoman-Bioarenit	(1) Helgoland-Fm
Cenoman-Kalke	(5) Brochterbeck-Fm
Cenoman-Kreide	(1) Helgoland-Fm
Cenoman-Mergel	(3) Herbram-Fm
Cenoman-Pläner	(4) Baddeckenstedt-Fm
Cenoman-Rhythmite	(4) Baddeckenstedt-Fm
Cenoman-Turone Übergangszone	(18) Dölzchen-Fm
Coccolithenkalkstein-Folge	(5) Brochterbeck-Fm
Coesfelder Schichten	(56) Coesfeld-Fm
Colbitz-Member	(41) Walbeck-Fm
<i>Conulus</i> -Fazies	(10) Wüllen-Fm

Conulus-Schichten	(10) Wüllen-Fm
Cottaer Bildhauersandstein	(20) Schmilka-Fm
Crednerien-Schichten	(15) Niederschöna-Fm
cuvieri-Pläner	(13) Erwitte-Fm
cuvieri-Schichten	(13) Erwitte-Fm
Dammer Schichten	(38) Stemwede-Fm
Darfeld-Member	(55) Holtwick-Fm
Dielingen-Member	(38) Stemwede-Fm
Dielingen-Schichten	(38) Stemwede-Fm
Dölzschener Schichten	(18) Dölzsch-Fm
Drittes Lüneburg-Member	(36) Lüneburg-Fm
Dülmener Sandkalke	(52) Dülmen-Fm
Dülmener Schichten	(52) Dülmen-Fm
Eingangsfolge	(3) Herbram-Fm
Emscher	(34) Emscher-Fm
Emscher	(45) Sudmerberg-Fm
Emscher-Grünsand	(34) Emscher-Fm
Emscher-Grünsand-Member	(34) Emscher-Fm
Emscher-Mergel	(34) Emscher-Fm
Emscher-Sandstein	(43) Halberstadt-Fm
Emscher-Sandsteine	(45) Sudmerberg-Fm
Emscher-Stufe	(43) Halberstadt-Fm
Erstes (ältestes) Lüneburg-Member	(36) Lüneburg-Fm
Essener Grünsand	(2) EssenGrünsand-Fm
Fazies mit Kalkarenitbänken (Unteres Untercampan)	(53) Burgsteinfurt-Fm
Feuersteinkreide	(61) Gulpen-Fm
Flaserkalkstein-Folge	(5) Brochterbeck-Fm
Flugplatzschichten	(46) Heidelberg-Fm
Formsande	(43) Halberstadt-Fm
Fünftes Lüneburg-Member	(36) Lüneburg-Fm
Galeriten-Fazies	(10) Wüllen-Fm
Galeritenschichten	(10) Wüllen-Fm
Graue Mergel	(34) Emscher-Fm
Grauweiße Wechselfolge	(13) Erwitte-Fm
Griekreide	(1) Helgoland-Fm
Grobflaserig-bankige Kalkstein-Folge	(12) Salder-Fm
Grobkreide	(29) Lägerdorf-Fm
Grüngraue Wechselfolge	(7) Büren-Fm
Grünsandige Tonmergelfazies	(42) Nennhausen-Fm
Grünsand-Mergel-Fazies	(42) Nennhausen-Fm
Grünsandsteine des Elbstollns	(16) Mobschatz-Fm
Gulpen-Schichten	(61) Gulpen-Fm
Haldemer Schichten	(38) Stemwede-Fm
Haldem-Member	(38) Stemwede-Fm
Halterner Sande	(51) Haltern-Fm
Halterner Sandfazies	(51) Haltern-Fm
Halterner Schichten	(51) Haltern-Fm
Hänicken-Fazies	(35) Gehrden-Fm
Hauptquader	(22) Postelwitz-Fm
Heidelberg-Quader	(46) Heidelberg-Fm
Heidelberg-Schichten	(46) Heidelberg-Fm
Heimburg-Blankenburg-Folge	(48) Blankenburg-Fm
Heimburg-Blankenburg-Folge	(47) Heimburg-Fm
Heimburg-Entwicklung	(47) Heimburg-Fm
Heimburg-Schichten	(47) Heimburg-Fm
Hemmoorer Schreibkreide	Schreibkreide-Gruppe
Hergenrath-Member	(59) Aachen-Fm
Hergenrath-Schichten	(59) Aachen-Fm
Herrenleite-Sandstein	(26) Schrammstein-Fm
Hochwald-Sandstein	(27) Waltersdorf-Fm
Holtwicker Schichten	(55) Holtwick-Fm

Hoppenstedt-Member	(5) Brochterbeck-Fm
Ilse-Member	(35) Gehrden-Fm
Ilse-Trümmererz	(35) Gehrden-Fm
Ilse-Mergel	(49) Ilse-Fm
Ilse-Schichten	(49) Ilse-Fm
Ilte-Schichten	(42) Nennhausen-Fm
<i>involutus</i> -Quader	(43) Halberstadt-Fm
<i>involutus</i> -Sandstein	(43) Halberstadt-Fm
<i>involutus</i> -Schichten	(43) Halberstadt-Fm
Kalk/Mergel-Rhythmiten der Lehrter Westmulde	(37) Misburg-Fm
Kalkarenitfazies (Obersanton)	(53) Burgsteinfurt-Fm
kalkhaltige Sandsteine von Lückendorf	(24) Lückendorf-Fm
Kalkig-sandige Gesteine von Dülmen	(52) Dülmen-Fm
Kalkmergelstein-Mergelkalk-Wechselfolge	(13) Erwitte-Fm
Kalk-Mergel-Wechselfolge	(9) Lengerich-Fm
Kalkreiche Fazies des Unteren Unter-Scapan	(53) Burgsteinfurt-Fm
Kalksandstein der Scaphitenzone	(24) Lückendorf-Fm
Kalksandstein und Mergel mit <i>Spondylus spinosus</i>	(24) Lückendorf-Fm
Klippenpläner	(18) Dölzchen-Fm
<i>koeneni</i> -Mergel	(34) Emscher-Fm
Kreidescholle an der Morslebener Mühle	(39) Beienrode-Fm
Kronmoorer Schreibkreide	Schreibkreide-Gruppe
<i>labiatus</i> -Pläner	(19) Brießnitz-Fm
<i>labiatus</i> -Quader	(20) Schmilka-Fm
<i>labiatus</i> -Quadersandstein	(20) Schmilka-Fm
<i>labiatus</i> -Sandstein	(20) Schmilka-Fm
<i>labiatus</i> -Schichten	(7) Büren-Fm
Lägerdorfer Schreibkreide	Schreibkreide-Gruppe
<i>lamarcki</i> -Schichten	(11) Oerlinghausen-Fm
<i>lamarcki</i> -Schichten	(22) Postelwitz-Fm
Lausche-Sandstein	(27) Waltersdorf-Fm
Legden-Member	(55) Holtwick-Fm
Lohmgrund-Mergel	(19) Brießnitz-Fm
Maastricht auf der Scholle von Calvoerde	(41) Walbeck-Fm
Maastricht von Ilte	(42) Nennhausen-Fm
Marsupiten-Schichten	(46) Heidelberg-Fm
Marsupiten-Schichten	(47) Heimbürg-Fm
Meerdorf-Member	(30) Dägeling-Fm
Meißner Schichten	(14) Meißen-Fm
im Liegenden der Pennricher Sandsteine	(16) Mobschatz-Fm
Mergelkalkbrüche von Meerdorf	(30) Dägeling-Fm
Mergelkalk-Fazies des Unter-Scapan	(37) Misburg-Fm
Mittelpläner	(19) Brießnitz-Fm
Mittelquader	(43) Halberstadt-Fm
Mittelquader	(20) Schmilka-Fm
Mittleres Reitbrook-Member	(33) Reitbrook-Fm
Mobschatz Schichten	(16) Mobschatz-Fm
Morsleben-Member	(39) Beienrode-Fm
Mospert Schichten	(59) Aachen-Fm
Mospert-Member	(59) Aachen-Fm
Münchenhofsande	(43) Halberstadt-Fm
<i>Mytiloides</i> -Mergel	(7) Büren-Fm
Nennhausener Bild	(42) Nennhausen-Fm
Nennhausener Schichten	(42) Nennhausen-Fm
Niederschönaer Schichten	(15) Niederschöna-Fm
Obere Kalksteineinheit	(13) Erwitte-Fm
Obere Kreide Lüneburgs	(36) Lüneburg-Fm
Obere Kreideformation des Zittauer Gebirges	(23) Oybin-Fm
Obere Pläner	Obere Plänerkalk-Untergruppe
Obere Plänerkalkstein-Einheit	(13) Erwitte-Fm
Obere Quadersandsteine	(26) Schrammstein-Fm
Oberemscher von Harzburg	(45) Sudmerberg-Fm

Oberer Emscher	(43) Halberstadt-Fm
Oberer glaukonitisch-sandiger Mergel	(22) Postelwitz-Fm
Oberer Grünsandstein	(22) Postelwitz-Fm
Oberer Mergel	(18) Dölzchen-Fm
Oberer Quader	(22) Postelwitz-Fm
Oberer Quader	(26) Schrammstein-Fm
Oberes Reitbrook-Member	(33) Reitbrook-Fm
Oberhäsliche Schichten	(17) Oberhäslich-Fm
Oberkreide der Gehrdenen Berge	(35) Gehrden-Fm
Oberkreide-Erze von Peine	(35) Gehrden-Fm
Oberquader	(46) Heidelberg-Fm
Oberquader	(23) Oybin-Fm
Oberquader	(26) Schrammstein-Fm
Oberquader	(22) Postelwitz-Fm
Oberste Kreide von Barsbeck	(33) Reitbrook-Fm
Oebisfelde-Member	(42) Nennhausen-Fm
Oebisfelder Bild	(42) Nennhausen-Fm
Opoka von Ahlten	(40) Ahlten-Fm
Orsbacher Schichten	(61) Gulpen-Fm
Orsbach-Member	(61) Gulpen-Fm
Osterfelder Sande	(51) Haltern-Fm
Osterfeld-Schichten	(51) Haltern-Fm
Osterwicker Schichten	(55) Holtwick-Fm
Oszillierende Glaukonit-Fazies	(39) Beienrode-Fm
Pennricher Sandstein	(18) Dölzchen-Fm
Pläner	Plänerkalk-Gruppe
Pläner der Teplitzer Straße in Dresden	(21) Räcknitz-Fm
Pläner mit <i>Inoceramus Brongniarti</i>	(25) Strehlen-Fm
Pläner von Prießnitz	(19) Brießnitz-Fm
Pläner von Räcknitz	(21) Räcknitz-Fm
Pläner von Zschertnitz	(21) Räcknitz-Fm
Plänerkalk von Weinböhl	(25) Strehlen-Fm
Plänerkalke	(4) Baddeckenstedt-Fm
Plänerkalkstein von Strehlen	(25) Strehlen-Fm
Plänersandstein	(18) Dölzchen-Fm
Plattige Mergelkalkfolge	(4) Baddeckenstedt-Fm
<i>plenus</i> -Pläner	(18) Dölzchen-Fm
<i>plenus</i> -Schichten	(6) Hesseltal-Fm
<i>plenus</i> -Tone	(18) Dölzchen-Fm
Postelwitzer Schichten	(22) Postelwitz-Fm
Quadersandstein von Groß-Cotta	(20) Schmilka-Fm
Quadersandsteingebirge	(23) Oybin-Fm
Quadratenkreide des Sudmerberges	(45) Sudmerberg-Fm
Quadratenmergel	(49) Ilseburg-Fm
Quadratenschichten	(49) Ilseburg-Fm
Quarzige Gesteine von Haltern	(51) Haltern-Fm
Räcknitzer Schichten	(21) Räcknitz-Fm
Rathewalde-Schichten	(26) Schrammstein-Fm
Recklinghäuser Sandmergel	(50) Recklinghausen-Fm
Recklinghäuser Schichten	(50) Recklinghausen-Fm
Reitbrooker Fazies	(33) Reitbrook-Fm
Reitbrooker Schichten s. str.	(33) Reitbrook-Fm
Rotes Konglomerat von Meißen-Zscheila	(14) Meißen-Fm
Rothe Brongniarti-Schichten	(8) Söhlde-Fm
Rothenfelde-Grünsand-Member	(12) Salder-Fm
Rotpläner	(8) Söhlde-Fm
Rotpläner	(6) Hesseltal-Fm
Rügener Schreibkreide	(32) Hemmoor-Fm
Rügen-Member	(32) Hemmoor-Fm
Salzberg-Gestein	(44) Salzberg-Fm
Salzberg-Mergel	(44) Salzberg-Fm
Salzberg-Schichten	(44) Salzberg-Fm

Sande des Unter-Emscher	(43) Halberstadt-Fm
Sandige Kalkmergelstein-Folge	(13) Erwitte-Fm
Sandmergelsteinfazies (Obersanton)	(53) Burgsteinfurt-Fm
Sandstein Stufe d	(26) Schrammstein-Fm
Sandstein Stufe e	(26) Schrammstein-Fm
Sandsteine a _{1,3}	(22) Postelwitz-Fm
Sandsteine b _{1,3}	(22) Postelwitz-Fm
Sandsteine c _{1,3}	(22) Postelwitz-Fm
Santon der Gehrdenen Berge	(35) Gehrden-Fm
Scaphitenpläner	(12) Salder-Fm
Scaphiten-Schichten	(12) Salder-Fm
Schichten mit <i>Ac. plenus</i> und <i>Ci. sorigneti</i>	(18) Dölzchen-Fm
Schichten von Veltrup-Dumpte	(53) Burgsteinfurt-Fm
Schiefertone von Niederschöna	(15) Niederschöna-Fm
<i>schloenbachi</i> -Schichten	(13) Erwitte-Fm
Schmilkaer Schichten	(20) Schmilka-Fm
Schrammstein-Schichten	(26) Schrammstein-Fm
Schreibkreide	Schreibkreide-Gruppe
Schwarzbunte Wechselfolge	(6) Hesseltal-Fm
Schwarzschiefer	(6) Hesseltal-Fm
Schwarzweiße Wechselfolge	(6) Hesseltal-Fm
Sechstes (jüngstes) Lüneburg-Member	(36) Lüneburg-Fm
Sellener Schichten	(53) Burgsteinfurt-Fm
Senon im Schacht Alleringersleben	(39) Beienrode-Fm
Senone Kreide von Königslutter	(39) Beienrode-Fm
Senonmergel	(49) Ilsenburg-Fm
Siphonienmergel	(34) Emscher-Fm
Soester Grünsand	(12) Salder-Fm
Soest-Grünsand-Member	(12) Salder-Fm
Sonnenberg-Sandstein	(27) Waltersdorf-Fm
Sonnenberg-Schichten	(27) Waltersdorf-Fm
Spongiolitische Kalkmergelsteine von Ahlten	(40) Ahlten-Fm
Steinförder Fazies	(42) Nennhausen-Fm
Strehlener Schichten	(25) Strehlen-Fm
<i>striatoconcentricus</i> -Schichten	(12) Salder-Fm
Stromberger Schichten	(58) Ahlen-Fm
Stromberg-Member	(58) Ahlen-Fm
Stufe der Crednerien	(15) Niederschöna-Fm
Stufe des <i>Inoceramus brongniarti</i>	(22) Postelwitz-Fm
Stufe t3	(24) Lückendorf-Fm
Stufe α und β	(27) Waltersdorf-Fm
Sudmerberg-Konglomerat	(45) Sudmerberg-Fm
Sudmerberg-Schichten	(45) Sudmerberg-Fm
Teufelsmauersandstein	(46) Heidelberg-Fm
Tourtia	(2) Essen-Grünsand-Fm
Tourtia	(3) Herbram-Fm
Trümmererzlager von Lengede	(35) Gehrden-Fm
Trümmergesteine des Senons	(49) Ilsenburg-Fm
Trümmerkalksteine	(49) Ilsenburg-Fm
Übergangsschichten	(13) Erwitte-Fm
Ungeschichtete Mergel-/Tonmergel-Fazies	(34) Emscher-Fm
Untere Pläner	Untere Plänerkalk-Untergruppe
Untere Plänerkalkstein-Einheit	(11) Oerlinghausen-Fm
Untere Quadersandsteine	(15) Niederschöna-Fm
Untere Reitbrooker Schichten non typus	(32) Hemmoor-Fm
Unterer Grünsandstein	(22) Postelwitz-Fm
Unterer Mergel	(22) Postelwitz-Fm
Unterer Pläner	(18) Dölzchen-Fm
Unterer Quadersandstein	(17) Oberhäslich-Fm
Unterer Quadersandstein	(20) Schmilka-Fm
Unteres Reitbrook-Member	(33) Reitbrook-Fm
Unterpläner	(18) Dölzchen-Fm

Unterquader	(17) Oberhäslich-Fm
Vaalser Grünsand	(60) Vaals-Fm
Vaalser Schichten	(60) Vaals-Fm
<i>variens</i> -Pläner	(4) Baddeckenstedt-Fm
<i>variens</i> -Schichten	(4) Baddeckenstedt-Fm
Verlettete Lagen	(33) Reitbrook-Fm
Vetschauer Kalk	(62) Maastricht-Fm
Vetschauer Schichten	(62) Maastricht-Fm
Vetschau-Member	(62) Maastricht-Fm
Vienenburg-Member	(13) Erwitte-Fm
Viertes Lüneburg-Member	(36) Lüneburg-Fm
Vorhelmer Schichten	(58) Ahlen-Fm
Vorhelm-Member	(58) Ahlen-Fm
Vylen-Member	(61) Gulpen-Fm
Vylen-Schichten	(61) Gulpen-Fm
Walbecker Mikroflora	(41) Walbeck-Fm
Wamel-Member	(4) Baddeckenstedt-Fm
Weiner Schichten	(53) Burgsteinfurt-Fm
Weisse Brongniarti-Schichten	(8) Söhlde-Fm
Weiß-graue Kalkstein-Einheit	(12) Salder-Fm
Weißgrauer Kalkstein	(12) Salder-Fm
Weißpläner	(8) Söhlde-Fm
Zahnaer Mikroflora	(41) Walbeck-Fm
Zahna-Member	(41) Walbeck-Fm
Zatzschke-Mergel	(26) Schrammstein-Fm
Zeichener Ton	(26) Schrammstein-Fm
Zeschniger Schichten	(18) Dölzchen-Fm
Zevenwegener Schichten	(61) Gulpen-Fm
Zevenwegen-Member	(61) Gulpen-Fm
Zone des <i>Inoceramus brongniarti</i>	(22) Postelwitz-Fm
Zone des <i>Inoceramus schloenbachi</i>	(27) Waltersdorf-Fm
Zone des <i>Sp. spinosus</i> und <i>He. reussianum</i>	(24) Lückendorf-Fm
Zweites Lüneburg-Member	(36) Lüneburg-Fm

*** Anschriften der Autoren**

Dr. Birgit Niebuhr, Institut für Geologie und Paläontologie, Julius-Maximilians-Universität, Pleicherwall 1, D-97070 Würzburg;
[≤niebuhr@mail.uni-wuerzburg.de>](mailto:niebuhr@mail.uni-wuerzburg.de).

Dr. Martin Hiss, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Str. 195, D-47707 Krefeld;
[≤martin.hiss@gd.nrw.de>](mailto:martin.hiss@gd.nrw.de).

Ulrich Kaplan, Eichenallee 141, D-33332 Gütersloh;
[≤u.k.kaplan@t-online.de>](mailto:u.k.kaplan@t-online.de).

Prof. Dr. Karl-Armin Tröger, Institut für Geologie und Paläontologie, TU Bergakademie, Zeunerstr. 12 (Meißer-Bau), D-09596 Freiberg;
[≤troeger@geo.tu-freiberg.de>](mailto:troeger@geo.tu-freiberg.de).

Dr. Silke Voigt, IfM-Geomar, Wischhofstr. 1-3, D-24148 Kiel;
[≤svoigt@ifm-geomar.de>](mailto:svoigt@ifm-geomar.de).

Dr. Thomas Voigt, Institut für Geowissenschaften, Friedrich-Schiller-Universität, Burgweg 11, D-07749 Jena;
[≤voigt@geo.uni-jena.de>](mailto:voigt@geo.uni-jena.de).

Dr. Frank Wiese, Institut für Paläontologie, Freie Universität, Malteser Str. 74-100, D-12249 Berlin;
[≤frwiese@snafu.de>](mailto:frwiese@snafu.de).

Dr. Markus Wilmsen, Institut für Geologie und Paläontologie, Julius-Maximilians-Universität, Pleicherwall 1, D-97070 Würzburg;
[≤m.wilmsen@mail.uni-wuerzburg.de>](mailto:m.wilmsen@mail.uni-wuerzburg.de).

